23

Paisaje costero y acción erosiva del mar

Yo, golpeando constantemente con mi martillo la costa rocosa, con mis golpes voy convirtiendo los Andes en polvo y con el polvo voy cubriendo mi lecho; así, en otra edad, construiré un continente nuevo para hombres mejores.

Ralph Waldo Emerson (1803-1882).

El litoral

El contorno de casi todas las costas se ha iniciado por movimientos relativos entre tierra y mar. Una elevación del nivel del mar o un hundimiento de las tierras conduce a la inmersión de un paisaje ya modelado por agentes subaéreos. La inmersión de una región de colinas y valles origina una costa recortada de bahías, estuarios, golfos, rías, fiordos y estrechos, separados éstos por cabos, penínsulas e islas. La costa de Río, del Brasil (figura 23.1), es uno de los más notables y conocidos ejemplos de este tipo. Como contraste, las bahías muy anchas, como la Great Australian Bight, son resultado de la inmersión de llanuras. Las costas así originadas se llaman *costas de inmersión*. Debido al ascenso del nivel del mar que siguió al último período glacial, la mayor parte de las costas pertenecen a este tipo. Realmente, si no hubiera sido por esta subida, habría pocos puertos y muy separados entre sí. La existencia de «playas levantadas» a lo largo de alguna de estas costas parece una contradicción. Pero sólo significa que lo que ahora vemos es la suma algebraica de

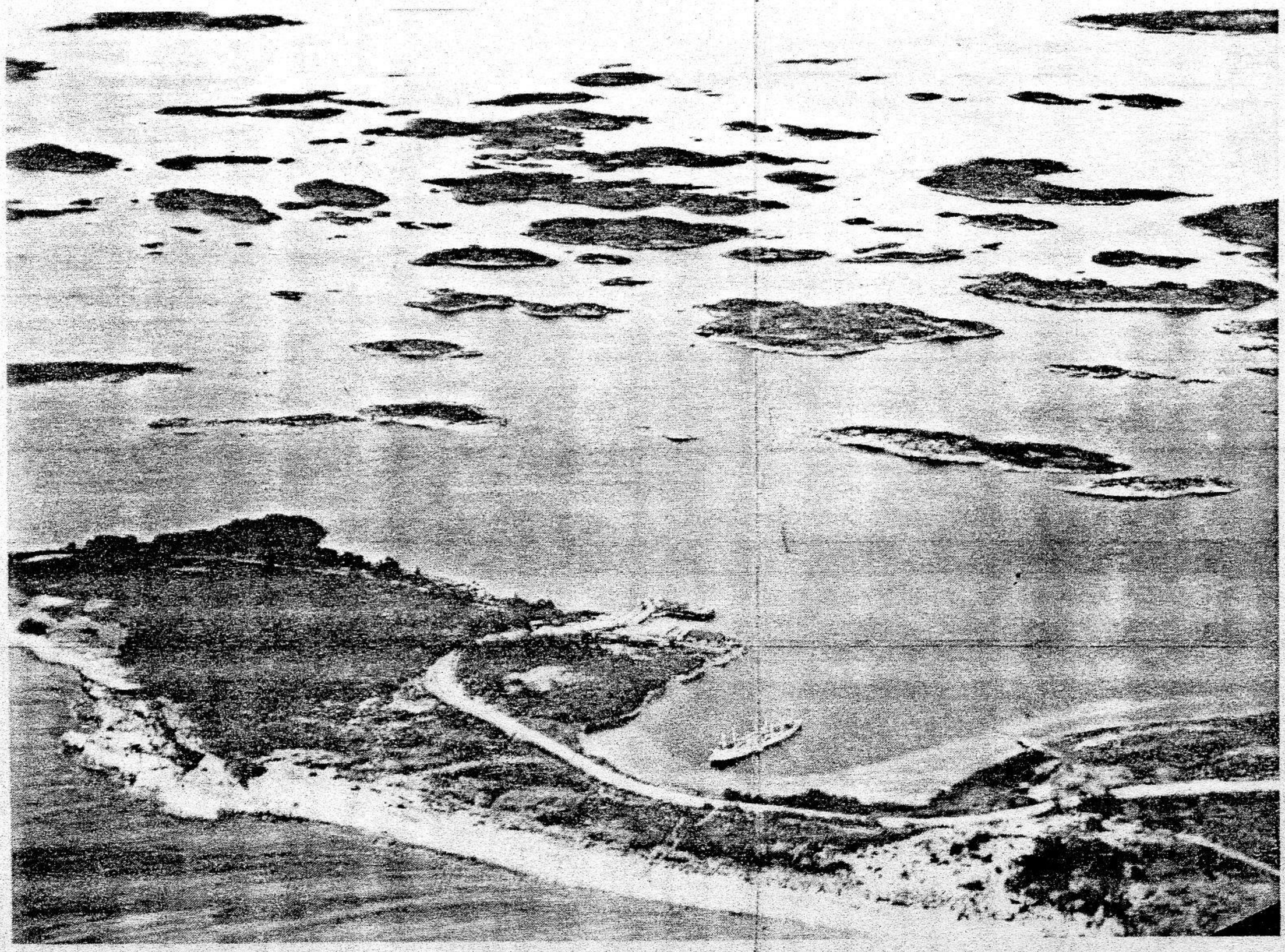
Figura 23.1. Famosa costa de inmersión: Río de Janeiro, Brasil *(Relaciones Públicas del Gobierno del Brasil)*.

una larga historia de levantamientos y hundimientos. La última subida eustática importante del nivel del mar ha asegurado que la mayoría de las orillas sigan teniendo las características de la inmersión.

Pero también hay regiones que sufrieron la glaciación pero que se han elevado más rápidamente que el nivel del mar y han seguido emergiendo durante los últimos miles de años, en el transcurso de los cuales el nivel del mar se ha mantenido casi estable. El resultado, tal como el que puede verse bien en Estocolmo y Helsinki y a lo largo de las costas adyacentes, se puede describir como topografía glacial sumergida que está emergiendo (fig. 23.2). Las *costas de emergencia* más típicas se presentan allí donde un levantamiento tectónico ha superado el del nivel del mar (o ha sido posterior a él), como a lo largo de la costa pacífica de Sudamérica.

Otras variedades de costas incluyen las determinadas por actividad volcánica (fig. 23.61), por fallas (fig. 24.22), por llanos de fusión del hielo (fig. 23.54) y por el crecimiento de arrecifes coralinos y atolones (pág. 618 y siguientes). Suess fue el primero que identificó dos tipos contrastados de costa desde el punto de vista estructural, a los que llamó tipo *atlántico* y tipo *pacífico*. Las costas de tipo atlántico o *transversal* están determinadas por fracturas y hundimientos típicamente transversales a la dirección de las formaciones rocosas plegadas (figs. 9.17 y 23.3); tienen la característica de que bordean océanos relativamente jóvenes que se están ensanchando debido a la expansión del fondo oceánico. Las costas de tipo pacífico o *longitudinal* bordean o se sitúan en cadenas de montañas, incluyendo guirnaldas de islas como las de Asia, y siguen la dirección general de las estructuras de tierra. Cuando tales costas están parcialmente sumergidas se califican como de tipo *dálmata* (fig. 23.4).

Figura 23.2. Costa de emergencia debida al levantamiento isostático postglacial. Isla Örö y alrededores del archipiélago finés, Hits, sudoeste de Finlandia *(Derechos: Ilmavoimat — Fuerzas Aéreas de Finlandia. Reproducido con permiso).*



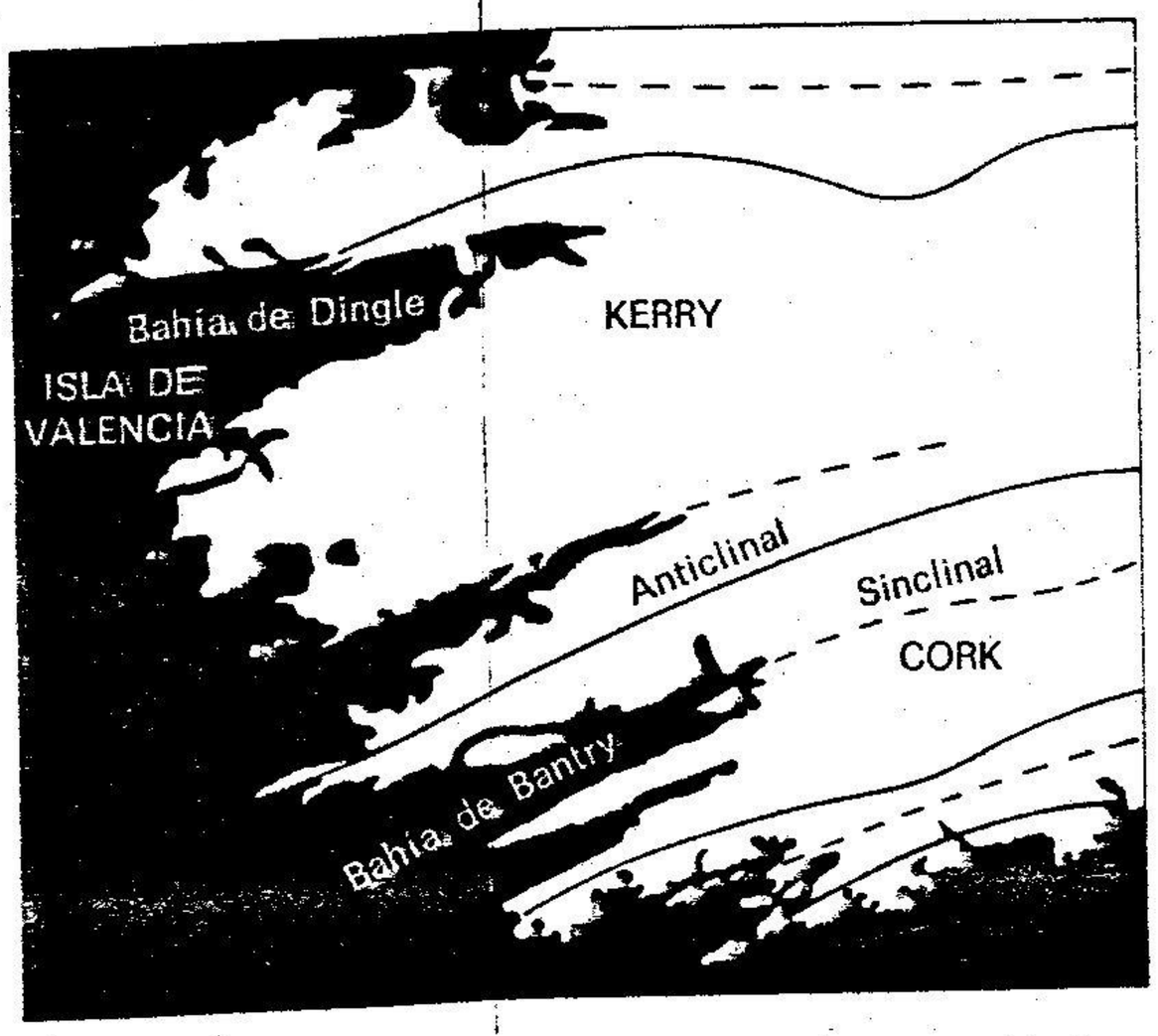


Figura 23.3. Ejemplo de costa transversal o «atlántica» de inmersión. La arenisca roja antigua aflora en anticlinales que han quedado como zonas elevadas o anchas fajas que determinan promontorios. Los estratos carboníferos menos resistentes afloran como sinclinales en los valles, que en el mar determinan bahías alargadas o *rías*.

El contorno general de una costa de nueva formación se modifica rápidamente por la erosión marina y la sedimentación, con formación de una amplia variedad de formas litorales y paisajes costeros. Por medio de la incesante acción demoledora de las olas, que rompen sobre las rocas y hacen retroceder los acantilados, el mar se abre camino en el continente a modo de una aserradora horizontal. Los fragmentos de roca liberados se van redondeando a causa de los numerosos impactos que reciben, y se pulverizan de un modo continuo a medida que va retrocediendo o avanzando la línea del rompiente de las olas, con motivo del flujo y reflujo de la marea. Los materiales así desmenuzados son recogidos en parte por las propias olas y en parte por las corrientes. La mayor parte del sedimento más fino —incluyendo las contribuciones de ríos y glaciares y del viento— es arrastrada a las aguas más profundas y se deposita en el fondo del mar. El sedimento de grano más grueso es arrastrado hacia la costa o conducido a lo largo de ella formando bancos y playas o construyendo flechas y barras (largos bancos de arena y cascajo) allí donde la costa cambia súbitamente de dirección. Las calas muy cerradas y las lagunas abrigadas de la acción del mar se convierten en marjales que con el tiempo se rellenan con los aportes procedentes de tierra o se ven invadidas por dunas de arena que avanzan desde el lado del mar. Por estos y otros procesos se va añadiendo tierra nueva, a modo de orla de la antigua, en compensación a las pérdidas sufridas en otras partes.

Las aguas de mares y océanos responden inmediatamente con sus movimientos a la acción del viento sobre su superficie, a las variaciones de temperatura y salinidad, a la atracción gravitacional de la luna y el sol y a la fuerza de Coriolis. La labor de erosión, transporte y sedimentación llevada a cabo por el mar depende de la variada y a veces muy complicada concurrencia de las olas, corrientes y mareas resultante de tales movimientos.

Se puede indicar de paso que los lagos, especialmente los más extensos, se comportan de un modo muy similar a los mares cerrados. En consecuencia, los rasgos costeros de lagos y mares tienen mucho en común. Un lago formado por obstrucción (por ejemplo, el lago Kivu, represado por coladas de lava) inunda las tierras circundantes y adquiere de este modo un contorno del tipo de inmersión. Un lago que ha disminuido en su extensión primitiva a causa del clima o de otros cambios (por ejemplo, el Gran Lago Salado de Utah) aparecerá marginado por llanuras y terra-

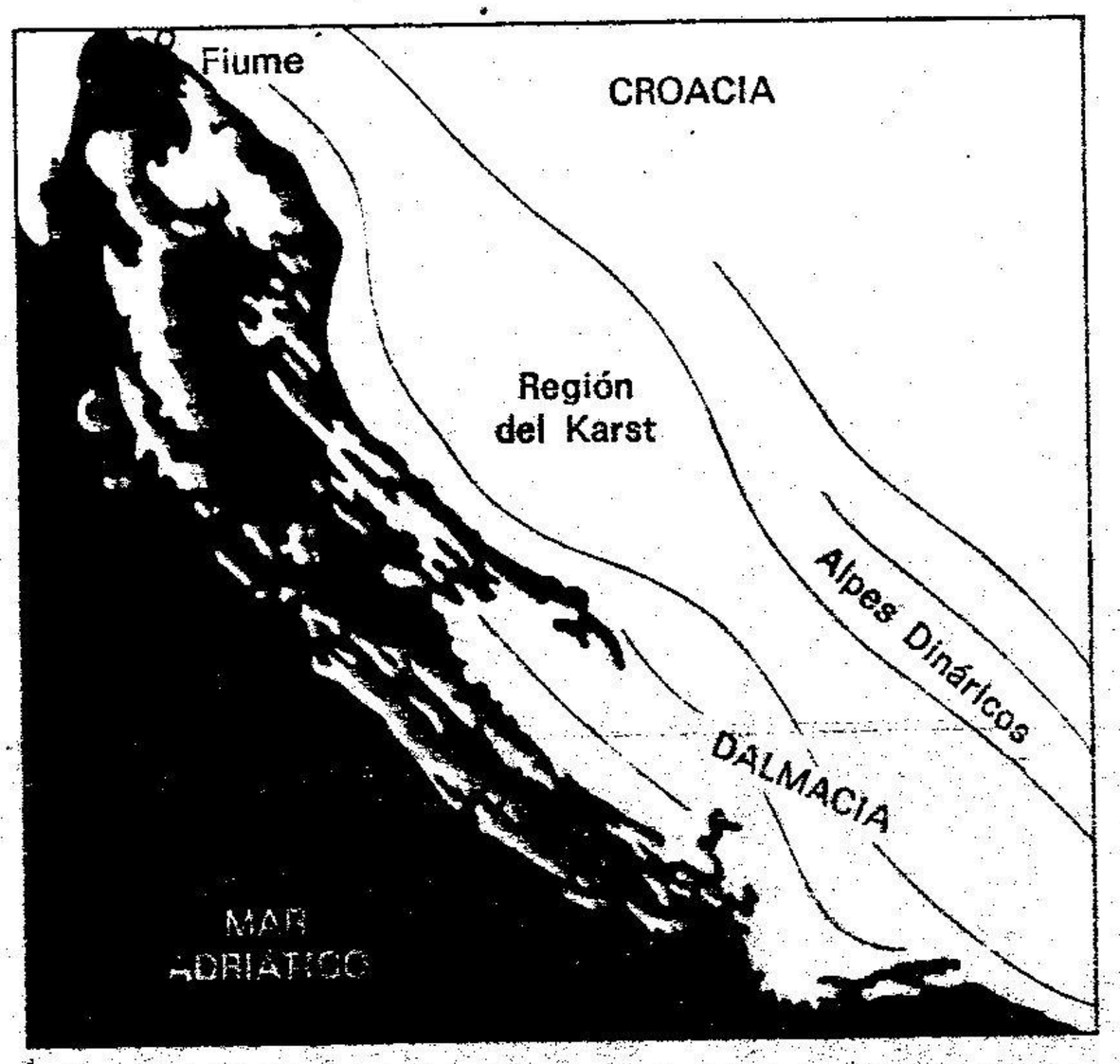


Figura 23.4. Ejemplo de costa longitudinal o «pacífica» de inmersión (tipo dálmata), Yugoeslavia.

zas de sedimentos (fig. 22.27), y de este modo adquiere una costa del tipo de emergencia. Las mareas son insignificantes en los lagos, pero las variaciones estacionales de las lluvias pueden ocasionar el avance y el retroceso del agua en una faja de la costa, que se encontrará alternativamente cubierta y descubierta, aunque esta alternancia se producirá con una frecuencia mucho menor que en las costas marinas barridas por las mareas. Oleaje y corrientes operan exactamente como en mares cerrados de profundidad y extensión similares y son responsables de la erosión y sedimentación que se opera a la escala correspondiente. Existen, como es natural, importantes contrastes biológicos. Las ciénagas en que degeneran los lagos de aguas someras, con su exuberante crecimiento de vegetación acuática y acumulaciones de turba, son muy diferentes de los manglares de las lagunas y marjales de marea que localmente bordean al mar. En cambio, las costas de los lagos en nada se pueden comparar con los arrecifes de coral de los mares tropicales.

Mareas y corrientes

La marea es un movimiento periódico de elevación y descenso del mar que se efectúa, por término medio, cada 12 horas y 26 minutos. Las mareas se deben esencialmente al paso alrededor de la tierra, a medida que ésta gira sobre sí misma, de dos grandes abombamientos de agua antípodas producidos por la atracción deferencial de la luna y el sol. Los abombamientos son las crestas de una onda gigantesca, de escasa altura pero de enorme longitud de onda. Es fácil comprender que el agua que da frente a la luna pueda sufrir una elevación, pero es menos evidente por qué ocurre lo mismo en el lugar opuesto de la tierra. La base de la explicación está en que el agua centrada en *A* (fig. 23.5) es atraída más fuertemente por la luna que la tierra, centrada en *T*, mientras que, a su vez, la tierra es atraída con mayor fuerza que el agua centrada en *B*. El agua del lado opuesto queda, así, rezagada casi en el mismo grado en que el agua del lado próximo a la luna es arrastrada hacia adelante. Desde lugares tales como *C* y *D*, el agua se aparta y se produce la bajamar. A medida que la tierra gira en torno de su eje, cada meridiano viene a ocupar a su vez de un modo sucesivo las posiciones de pleamar y bajamar, lo cual se efectúa aproximadamente dos veces al día; no es exactamente dos veces a causa de que se debe tener en cuenta el movimiento de traslación de la luna en su órbita. Estas posiciones tampoco están exactamente alineadas con la luna (aunque para simplificar se haya dibujado así en el esquema), ya que las mareas están afectadas *a*) por la rotación terrestre; *b*) por las grandes obstrucciones continentales que se encuentran al circunvalar el globo; y *c*) por la fricción contra el fondo del mar, en especial en mares poco profundos.

El efecto del sol es similar al de la luna, pero considerablemente menor. Cuando la tierra, la luna y el sol están en línea recta *(sizigias)*, se suman las fuerzas productoras de la marea que proceden del sol y de la luna, y resultan las mareas de máxima amplitud llamadas *mareas vivas*. Entonces hay luna nueva o luna llena. Cuando el sol y la luna forman ángulo recto con la tierra *(cuadraturas)*, la luna produce mareas altas donde el sol origina mareas bajas. Entonces ocurre que, respectivamente, son menos altas y menos bajas que de ordinario, y se llaman *mareas muertas*.

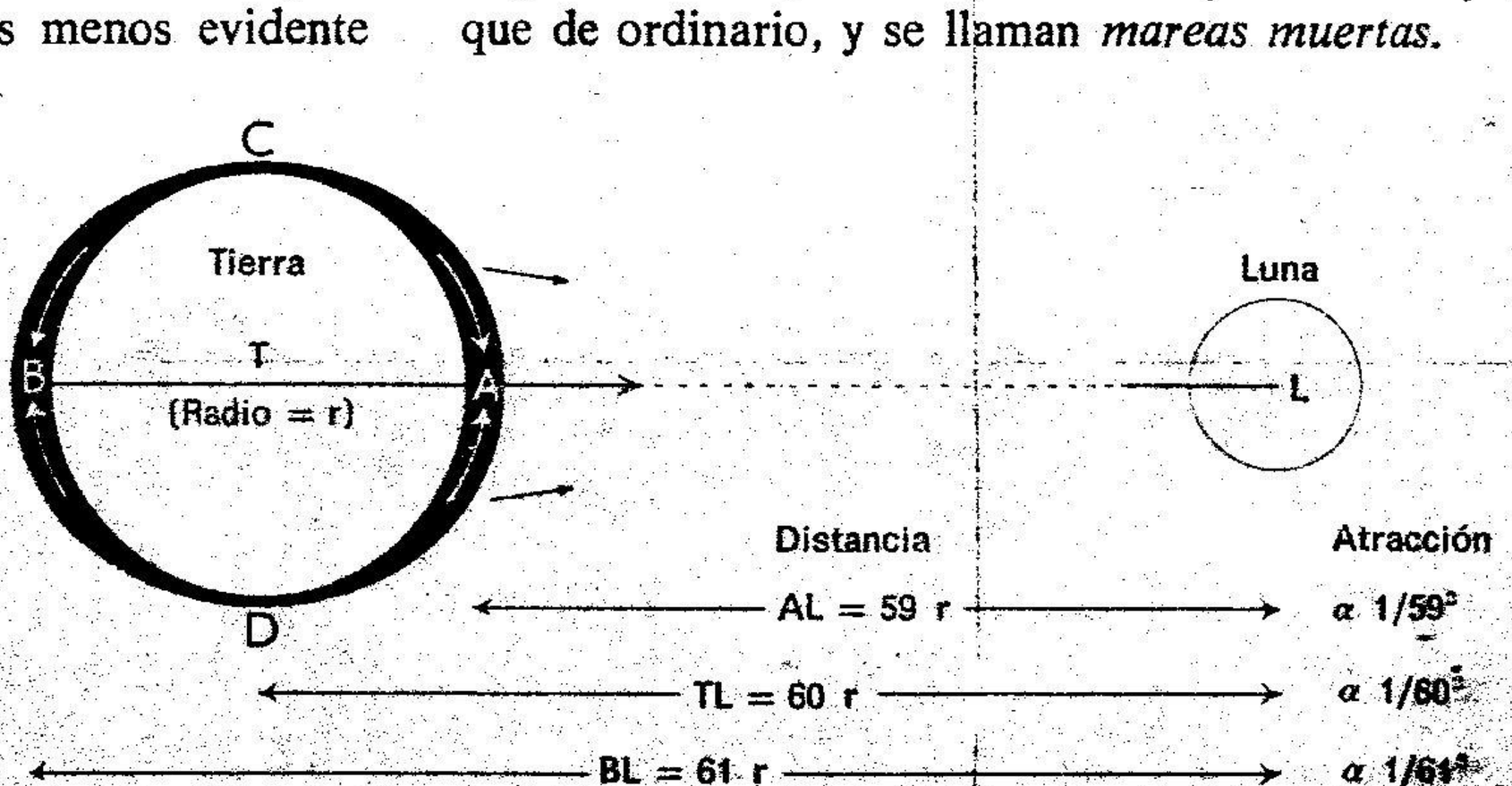


Figura 23.5. Diagrama que representa como se originan las mareas.

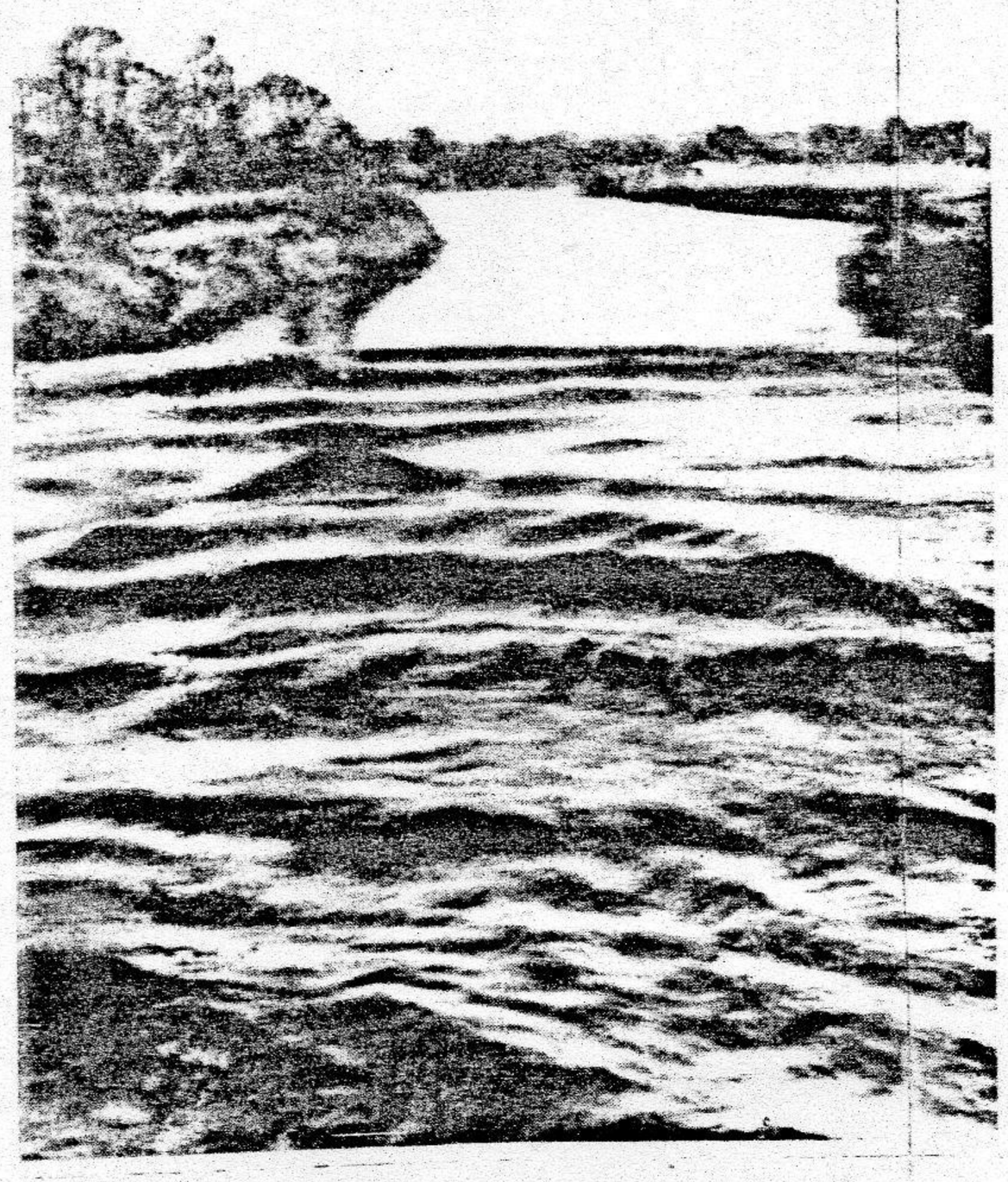


Figura 23.6. La «bora» del Severn que avanza río arriba en el momento de máxima altura de una marea viva *(Keystone Press Agency Ltd).*

En alta mar la diferencia de nivel entre la bajamar y la pleamar es de poco más de un metro. En las cuencas marinas cerradas, las mareas aún son menos amplias: sólo unos 30 cm en el Mediterráneo y no más de 10 cm en el mar Negro. En mares poco profundos, sin embargo, y especialmente donde la marea se concentra entre costas convergentes, son frecuentes amplitudes de 6 a 9 metros y se forman corrientes de marea. Las mareas en los alrededores de las islas Británicas son especialmente interesantes. Después de sobrepasar las costas occidentales, la cresta de la onda de marea gira hacia el mar del Norte y prosigue hacia el sur. La fuerza de Coriolis (pág. 521) desvía el agua hacia la derecha, o sea, hacia el lado británico, que a consecuencia de lo cual tiene mareas mucho más altas que Noruega y Dinamarca. Al sobrepasar hacia el norte el mar de Irlanda, la fuerza de Coriolis provoca que las mareas en las costas galesas e inglesas tengan por lo menos el doble de altura que en las costas irlandesas. Análogamente, las mareas del canal de la Mancha también se desvían a la derecha y son más altas en las costas francesas. Se puede comprender fácilmente que en el estrecho de Dover y en la parte meridional del mar del Norte las condiciones sean excepcionalmente complejas.

Una corriente de unos 2 nudos acompaña la pleamar cuando avanza por el canal de la Mancha. Pero en el canal de Brístol, que es como un ancho embudo que conduce al Severn, la marea entrante se ve forzada a penetrar por un paso que se estrecha muy rápidamente. Entonces gana altura. Las mareas vivas pueden alcanzar una altura de 12 ó 13 m y la corriente entrante puede llegar a tener una velocidad de 10 nudos. En estas circunstancias, y en especial si el viento coopera, las aguas de marea amontonadas pueden avanzar masivamente río arriba formando un frente a modo de pared de marejada rugiente. Es la *bora* (*bore* del Severn), pleamar que avanza furiosamente de olas y rompientes potentes (figura 23.6), que puede empujar al río hasta la altura de Gloucester antes de hundirse completamente.

Cerca de la costa y entre islas las corrientes de marea suelen ser suficientemente potentes para transportar arena e incluso cascajo, y así limpiar y erosionar el fondo marino. En los estuarios, donde la corriente del río se suma a la de reflujo, el transporte se efectúa preferentemente hacia el mar. Pero como el agua dulce del río, cargada de limo y barro, tiende a flotar sobre la salada, más densa, que se arrastra por el fondo, la carga en suspensión superior es la que se desparrama mar adentro, mientras que los derrubios más gruesos se sedimentan y tienden a acumularse en forma de barras de arena.

Las diferencias de salinidad (véase la pág. 99) originan fuertes corrientes; algunas de estas diferencias dependen de: *a*) la descarga de los ríos, la precipitación y la fusión del hielo, fenómenos todos que hacen el agua menos salada, y *b*) la evaporación, que hace aumentar la salinidad.

La evaporación en el Mediterráneo provoca un descenso de su superficie y aumenta la salinidad y densidad. Las corrientes superficiales, por eso, afluyen al Mediterráneo a través de los Dardanelos, procedentes del mar de Mármara y el mar Negro (donde la evaporación está sobradamente neutralizada por los aportes fluviales), y a través del estrecho de Gibraltar, procedentes del Atlántico (fig. 23.7). En cada uno de estos casos, corrientes de fondo de salinidad más elevada salen

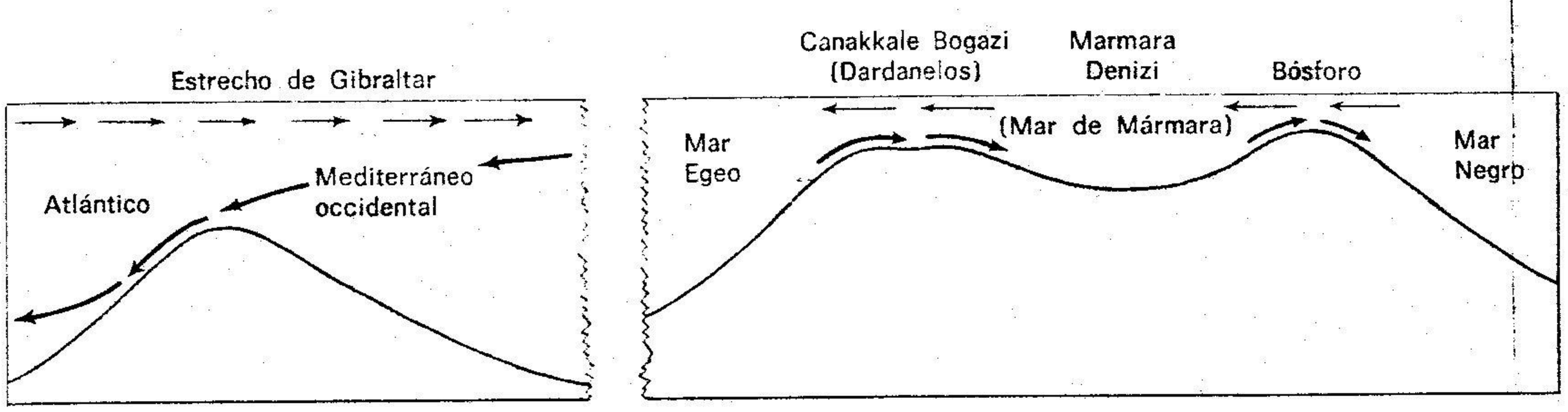


Figura 23.7. Corrientes de salinidad del Mediterráneo y del mar Negro. El agua de alta salinidad (de 37-38‰; flechas gruesas) sale del Mediterráneo, y la de salinidad más baja (flechas finas), entra.

del Mediterráneo. Los depósitos costeros son afectados por las corrientes de la superficie, mientras que mar adentro, las corrientes más profundas limpian el fondo. Un intercambio similar se efectúa entre el agua sumamente salada del mar Rojo y la del océano Índico, así como entre la relativamente dulce del mar Báltico y la del mar del Norte.

Los principales sistemas de corrientes oceánicas son esencialmente conveccionales, provocados por diferencias de densidad debidas al calentamiento en los trópicos y al enfriamiento en las regiones polares, y también a variaciones de salinidad. Están muy modificadas por la configuración de los continentes y por los vientos dominantes. Aparte de los movimientos superficiales que suelen reseñarse en todos los atlas, el agua fría procedente del Ártico se desparrama hacia el sur a profundidades de entre 1800 y 2500 metros, se calienta por la corriente subsuperficial del estrecho de Gibraltar y prosigue hacia el sur hasta que asciende por encima de las corrientes frías que, procedentes de la Antártida, se dirigen hacia el norte. Estas últimas pueden identificarse en todos los océanos, incluyendo el Atlántico Norte, y las aguas ártica y atlántica profundas pasan también a los océanos Pacífico e Índico.

Las corrientes oceánicas producen efectos climáticos, biológicos y geológicos importantes, de los cuales se trata en los capítulos apropiados. En las páginas siguientes también se hablará de corrientes más localizadas, debidas esencialmente a interacciones mutuas de viento, mareas y olas (como la marejada, la deriva a lo largo de la costa y las corrientes de desgarre o «rip currents»), o a desplomes y agitación de los sedimentos del fondo en los taludes submarinos por los que puede bajar agua mezclada con fango (corrientes de turbidez).

Olas

Las olas que ordinariamente se ven en el mar se deben casi todas a la acción del viento sobre la superficie del agua. Las excepciones son las olas rápidas descendientes de olas gigantescas que se han originado por «accidentes» catastróficos que súbitamente desplazan inmensos volúmenes de agua oceánica. Estas olas pueden producirse por terremotos, erupciones volcánicas, desprendimientos submarinos y avalanchas de rocas desde altos acantilados o desde abruptas laderas de montaña a aguas profundas. Aquí se tratará de las olas cuyo movimiento y energía los deben al viento. Al principio, la superficie adquiere unas on-

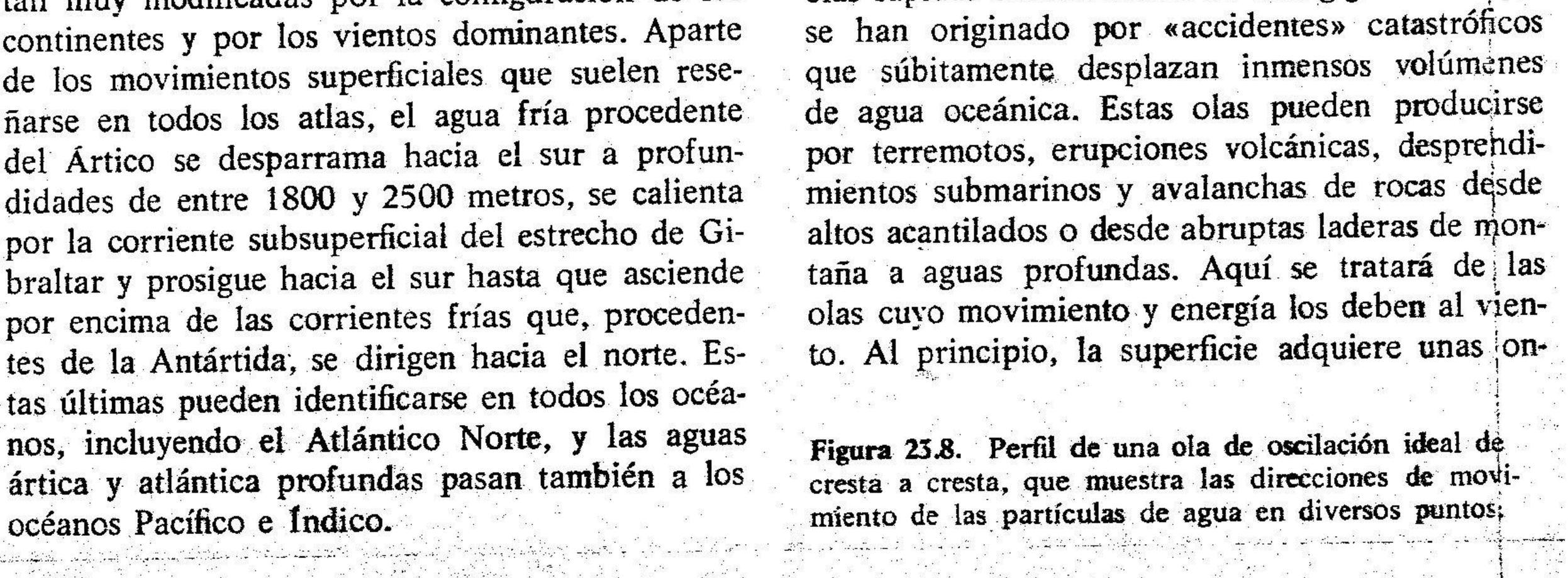


Figura 23.8. Perfil de una ola de oscilación ideal de cresta a cresta, que muestra las direcciones de movimiento de las partículas de agua en diversos puntos.

dulaciones que avanzan y aumentan su altura y velocidad gradualmente. La *altura* de una ola es la distancia vertical entre depresión y cresta (figura 23.8). La distancia horizontal de cresta a cresta —o de depresión a depresión— es la *longitud de onda.* Se mide perpendicularmente al frente de onda o línea de cresta. Aunque ésta puede ser muy larga, no debe confundirse con la *longitud de onda.* que es paralela a la dirección de propagación de la ola. La altura que alcanza una ola impulsada por el viento allí donde no se encuentra restringida por la disminución de profundidad del agua, depende de la fuerza, de la duración y del *barrido* del viento (en inglés, *fetch*), entendiendo como barrido la longitud del tramo de aguas abiertas a través de las cuales sopla el viento. Cuando la pérdida de energía implicada en la propagación de las olas a través del agua está equilibrada con la cantidad de energía que aporta el viento, la altura alcanza su máximo. No es posible calcular la altura a partir de la velocidad y la longitud de onda de las olas. Pero según una regla numérica burda adoptada como guía por los marineros, la altura máxima, expresada en pies, viene a ser la mitad de la velocidad del viento expresada en millas por hora.

Allí donde soplan vientos racheados debidos a una tormenta, se forman constantemente olas nuevas. El *mar de olas* resultante, o sea el conjunto de olas (como las de un mar de temporal o picado) suele estar formado por un conjunto de olas de longitudes de onda muy variadas. Aquí y allá crestas y olas coinciden y se anulan. Donde las crestan coinciden, se elevan y forman una muy alta, y donde coinciden dos depresiones, el súbito descenso puede ser peligroso para un buque que pase. Desde la zona en que se originan, las ondas más largas y más altas crecen a expensas de las más cortas. Así, puede ocurrir que un mar inicialmente caótico se convierta en una serie de olas bastante uniformes. Estas olas pueden desplazarse hacia regiones de tiempo encalmado situado más allá de la zona de barrido del viento donde se originaron y donde iniciaron su avance hacia las costas circundantes. La altura va disminuyendo gradualmente cuando ya no hay vientos que mantengan las olas; estas olas se denominan *marejada, mar de fondo* u *onda oceánica.*

Un conjunto de olas uniformes (llamado un «tren de olas») que avanza a través de aguas profundas se puede describir en términos de longitud de onda λ, altura h y período T. El período es el tiempo que tardan dos crestas sucesivas en pasar por un punto dado. Entoces, la velocidad V viene dada por la fórmula simple $V = \lambda/T$. Una relación aproximada que suele ser útil es la de λ (en metros) $= 1{,}56\ T^2$ (en segundos). Esto significa que una ola de aguas profundas con un período de 10 segundos tiene una longitud de onda de unos 156 metros. La velocidad correspondiente (V) será de 56 km por hora. En alta mar son comunes alturas de 1,5 a 5 metros, pero pueden aumentar de 12 ó 15 m en una mar muy gruesa o enorme. Las longitudes de onda correspondientes varían entre 60 y 245 m, pero a medida que se van aplanando y convirtiéndose en marejada pueden ser de 300 m o más, siendo 760 m el máximo registrado, con una velocidad de casi 130 km por hora.

Las olas que vemos desde la orilla suelen ser una mezcla de marejadas procedentes de tormentas distantes y de «mares de olas» provocados por vientos locales. En otras palabras, se pueden describir como un *espectro* de «trenes de olas» de longitudes diferentes, de la misma manera que la luz solar es una gama de ondas de diferentes longitudes que, cuando se difracta (como en el arco iris) aparece como un espectro de diferentes colores. Éste es el origen de la creencia tradicional de que «cada séptima ola es la mayor». Realmente, las alturas pueden variar irregularmente dentro de amplios límites según los acontecimientos que tienen lugar en diversas partes del globo (véase las págs. 641-45).

Es importante resaltar que en alta mar —aparte la deriva que produce el viento— lo único que avanza es la forma de la ola, no la propia agua. La ola es sólo un mecanismo de transporte de energía. Cada partícula de agua se mueve describiendo una órbita circular durante el paso de cada onda completa, cuyo diámetro es igual a la altura de la ola (véase la fig. 23.9). Esto se demuestra observando el comportamiento de un corcho flotante por debajo del cual pasa un tren de olas. Cada vez que el corcho sube y baja se mueve también adelante y atrás, sin avanzar sensiblemente con respecto a su posición media. Tales olas se llaman *ondas de oscilación.* Sin embargo, si el viento es fuerte, cada partícula de agua avanza un poco más de lo que retrocede y las olas

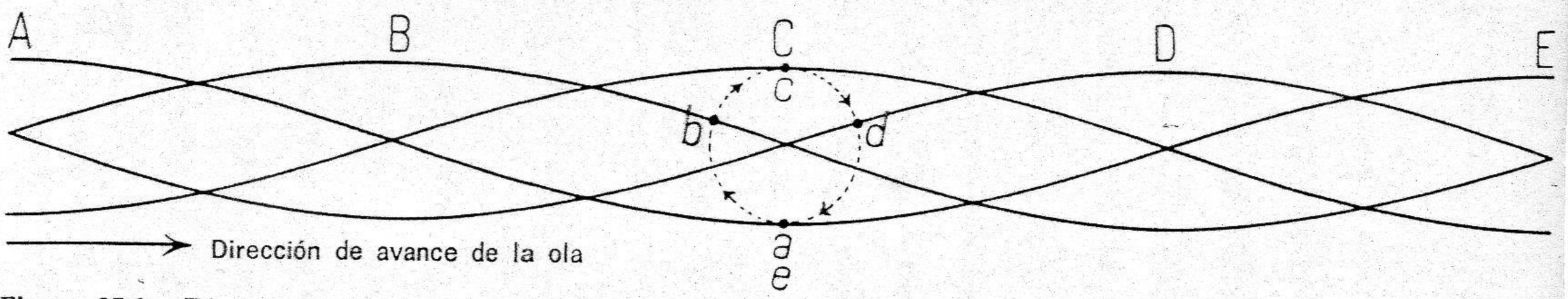


Figura 23.9. Diagrama que representa la órbita de una partícula de agua durante el paso de una onda de oscilación. A, B, C, D, E marcan posiciones sucesivas de la cresta cuando la onda avanza; *a, b, c, d, e* son las posiciones correspondientes de la partícula. AE = longitud de onda; C*a* = altura de la onda.

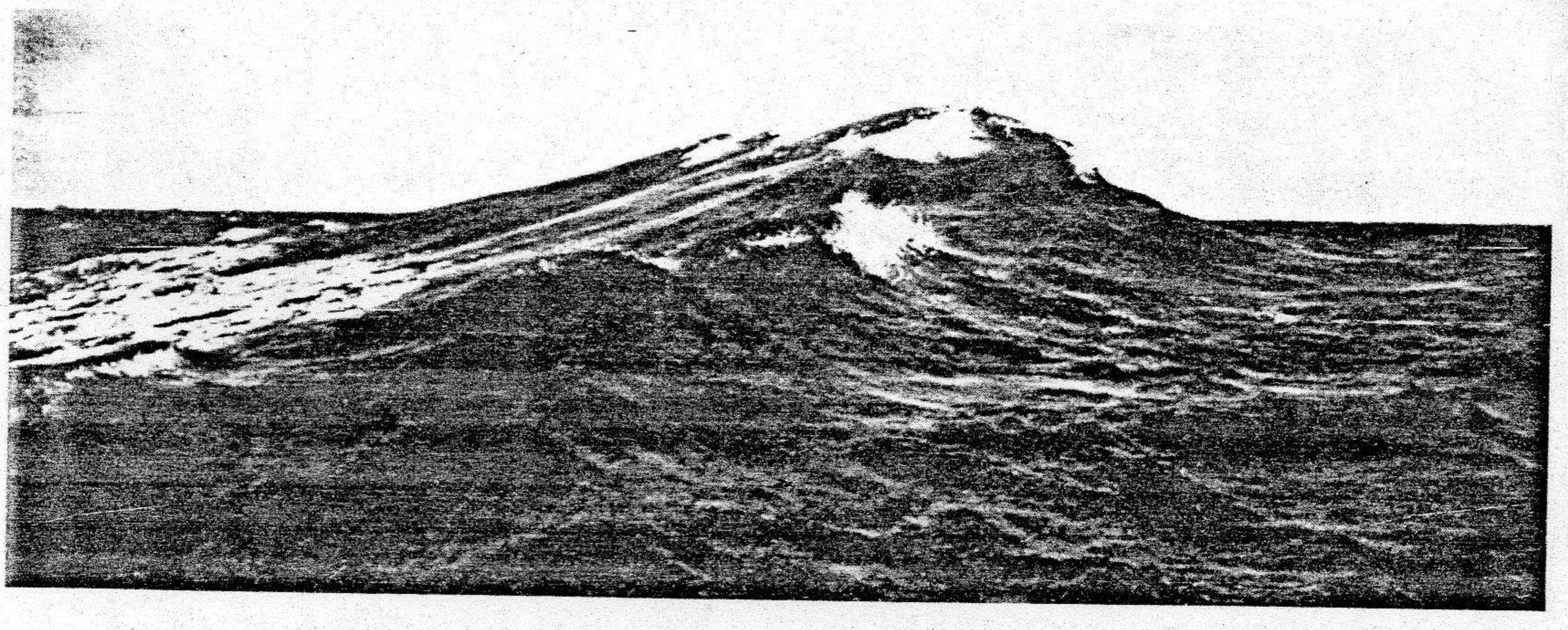


Figura 23.10. Ola asimétrica dirigida por un viento fuerte. Aquí la órbita es casi elíptica, pero en cada rotación hay un avance neto de modo que avanza un poco de agua en la dirección de avance de la ola *(T. M. Finlay).*

pueden llegar a ser muy asimétricas (fig. 23.10). Análogamente, en aguas poco profundas, donde el roce contra el fondo comienza a ser sensible, cada partícula retrocede un poco menos de lo que avanza. En ambos casos, la órbita, en vez de ser un círculo cerrado, semeja una elipse que no llega a cerrarse del todo, y entonces una cierta proporción del agua deriva lentamente en la dirección en la que avanza la ola.

Cuando las ráfagas de viento azotan un campo de cereales, los tallos se inclinan siguiendo la dirección del viento y de nuevo recobran su posición primitiva y es bien visible la propagación de las ondas a través de la superficie. Aquí es evidente que el movimiento de la onda no está limitado a la superficie, puesto que está compartido por los tallos hasta el suelo. Del mismo modo, la energía aportada por el viento a una masa de agua es transmitida hacia abajo, lo mismo que a lo largo de su superficie. Debido al rozamiento, el diámetro de las órbitas disminuye rápidamente en profundidad hasta llegar a ser casi inapreciable a una profundidad del mismo orden que la longitud de onda. En realidad a una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda, el diámetro orbital es sólo un 4 por ciento del de superficie. La mayor profundidad a la cual los sedimentos del fondo del mar pueden ser agitados por la oscilación del agua se llama *base de la ola.* En principio se creyó que esta profundidad era de unos 180 m pero ahora se sabe que es mucho menor, por lo menos para olas superficiales. Las evidencias no aclaran las cosas. Se han fotografiado ondulaciones de fondo a profundidades de centenares de metros, pero estos efectos están muy lejos de la zona de influencia de las olas superficiales. Sin embargo, hay olas más profundas que se originan en los bordes de corrientes de direcciones opuestas. También se ha sugerido que las ondulaciones de fondo de gran profundidad pueden ser debidas a la acción de suaves corrientes que fluyen sobre sedimentos sueltos mientras las

partículas se mantienen en vibración de un lado a otro por el paso de ondas sísmicas.

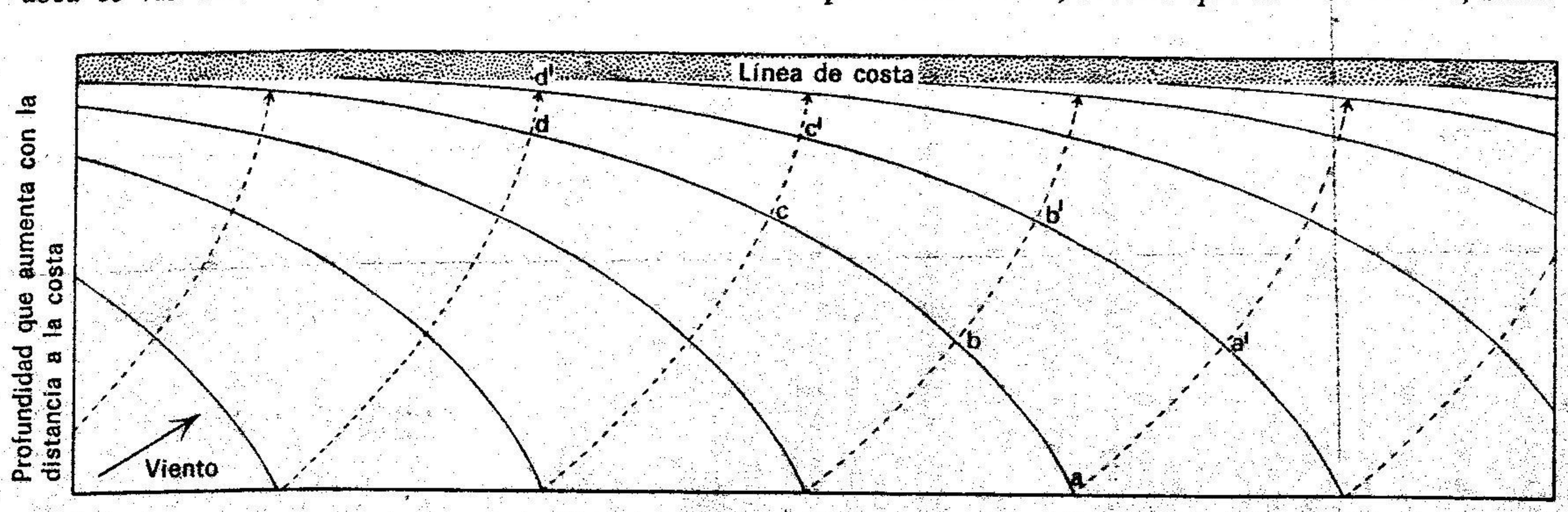
Olas en aguas poco profundas

Cuando las olas se aproximan a la costa y pasan a zonas someras se producen varios cambios muy importantes. En este contexto, el término «somero» indica una profundidad de agua menor que la mitad de la longitud de onda de las olas que se acercan. Cuando las olas empiezan a «tocar fondo», gradualmente se van frenando al ir disminuyendo la profundidad y cada una de ellas avanza más lentamente que la que tiene detrás. La única característica que sigue siendo constante en el tren de olas es el período T. Volviendo a la fórmula $V = \lambda/T$, de ella se desprende que a medida que disminuye la velocidad también se acorta la longitud de onda. Realmente, se puede ver claramente y a menudo la tendencia de los frentes de onda de irse amontonando a medida que se acercan a la costa. Por consiguiente, cuando las olas se acercan oblicuamente a una orilla, como en la figura 23.11, las líneas de cresta tienden a ir girando y adquiriendo un cierto paralelismo con la costa. Este cambio de dirección resultante del cambio de velocidad se llama *refracción;* en esencia, es el mismo fenómeno de desviación brusca que sufre un rayo de luz cuando pasa del aire a, por ejemplo, vidrio, en el cual su velocidad se reduce en un 30 por ciento o más. La figura 23.12 ilustra bien la refracción de olas oblicuas alrededor de un cabo y un islote en su avance hacia una bahía.

La figura 23.13 representa los efectos de retraso de las olas frente a una costa festoneada. Las olas avanzan más rápidamente a través de las aguas más profundas que hay frente a la bahía que a través de las más someras frente a un promontorio o cabo. Así, la cresta de una ola desde a se traslada a a', mientras que desde b se mueve solamente hasta b'. Cada cresta, a su vez, empieza a adquirir una disposición que se va aproximando a la de las curvas del litoral. En consecuencia, cuando la costa es alcanzada por una ola tal como *abcde,* toda la energía a lo largo de la extensión *ac* se concentra sobre el cabo *AC* (y del mismo modo la del arco *de* sobre *DE*). Por el contrario, la cantidad mucho menor de energía del trecho más corto *cd* se difunde por las playas de la bahía desde *C* a *D*. Así pues, mientras que los cabos son vigorosamente atacados por las potentes olas, en las bahías o golfos no hay perturbaciones irregulares y sus aguas proporcionan un seguro fondeadero para los buques que buscan refugio contra una tempestad. Lo mismo ocurre con las que entran en los muelles de un puerto: quedan reducidas a meras rizaduras al difundirse en el interior.

En un tren de olas que avanza perpendicularmente a una costa recta, cada metro de la línea de cresta de una ola representa más o menos la misma cantidad de energía. La energía de las olas de una profunda columna de agua se concentra en una columna somera. Como la energía es proporcional a mV^2, resulta que si V se reduce, como

Figura 23.11. Refracción de las olas: diagrama que representa el giro de olas oblicuas, en agua progresivamente más somera. que tienden a disponerse paralelas a la costa. Mientras la cresta en *a* avanza hasta *a'*, la cresta en *b* avanza una distancia menor, hasta *b'*, y así sucesivamente. De este modo, las líneas de cresta *abcd* se van curvando, tal como se indica.



en un fondo de plataforma en dirección a la costa, m debe aumentar (m es la masa de agua por metro de línea de cresta). Entonces mV^2 se convierte en Mv^2. Por eso, al ir pasando a profundidad cada vez menor, cada ola aumenta de volumen y se hace más alta. Simultáneamente, el frente de la ola pasa a ser correspondientemente más abrupto. Al final se alcanza un punto crítico en

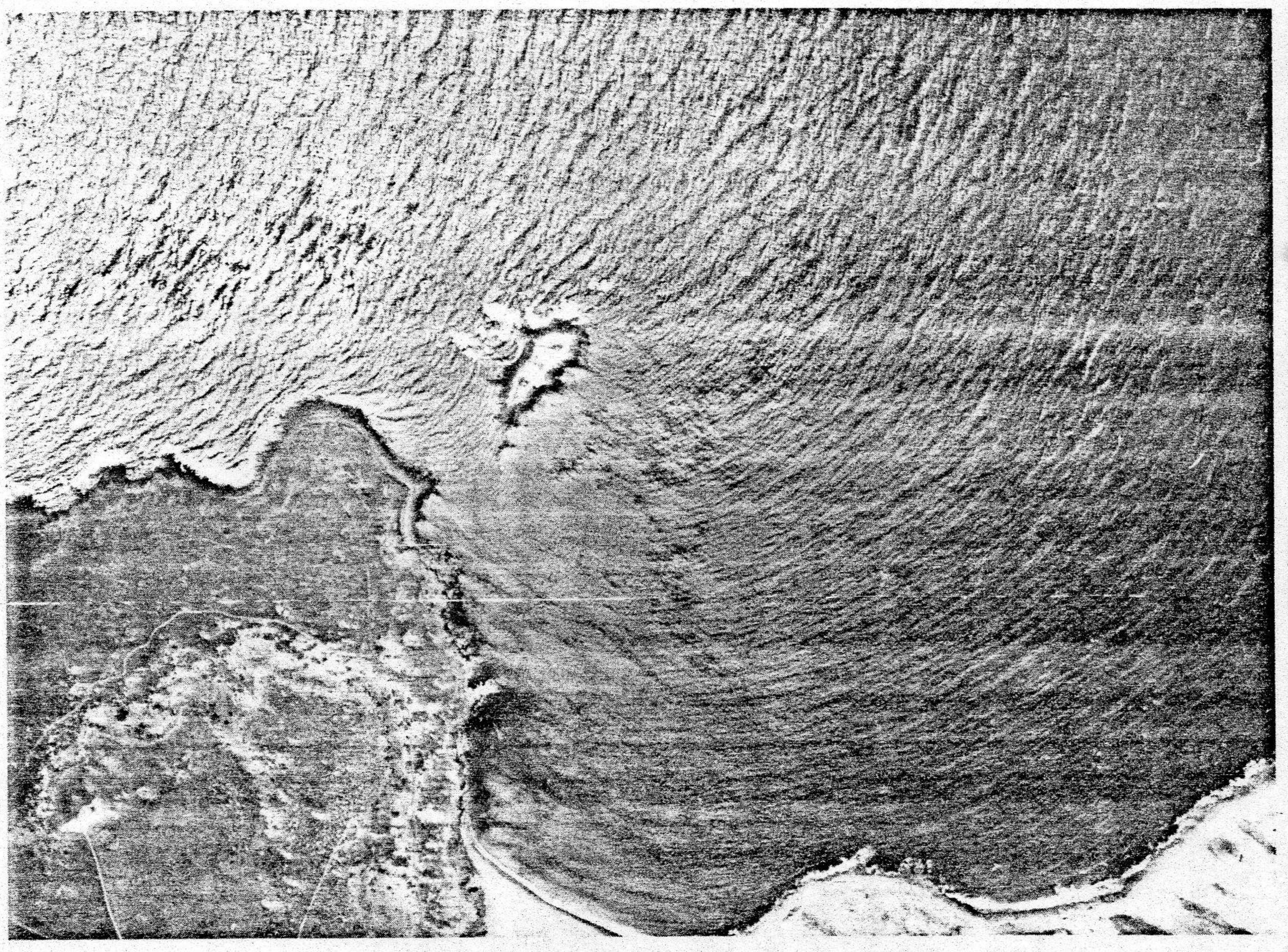


Figura 23.12. Fotografía aérea que muestra la refracción de las olas alrededor de un cabo y de una isleta y hacia una bahía en la isla de San Clemente, California. Las olas de crestas cortas que se acercan al cabo desde la izquierda son el producto de una interferencia de ondas oceánicas procedentes de dos direcciones diferentes *(Fotografía oficial de la Marina de los Estados Unidos de América, con permiso).*

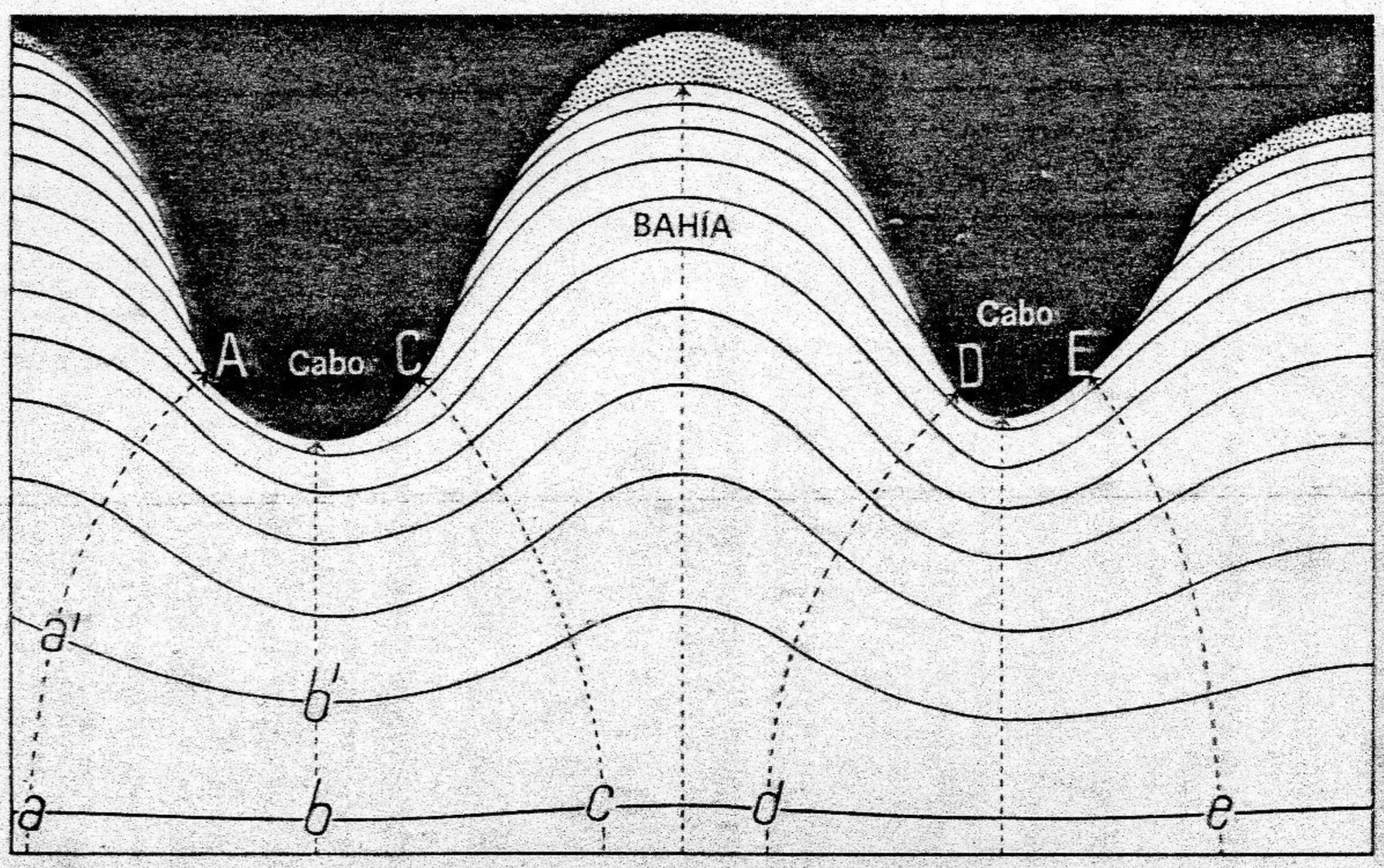


Figura 23.13. Diagrama que representa el efecto de retraso de las olas frente a una costa festoneada.

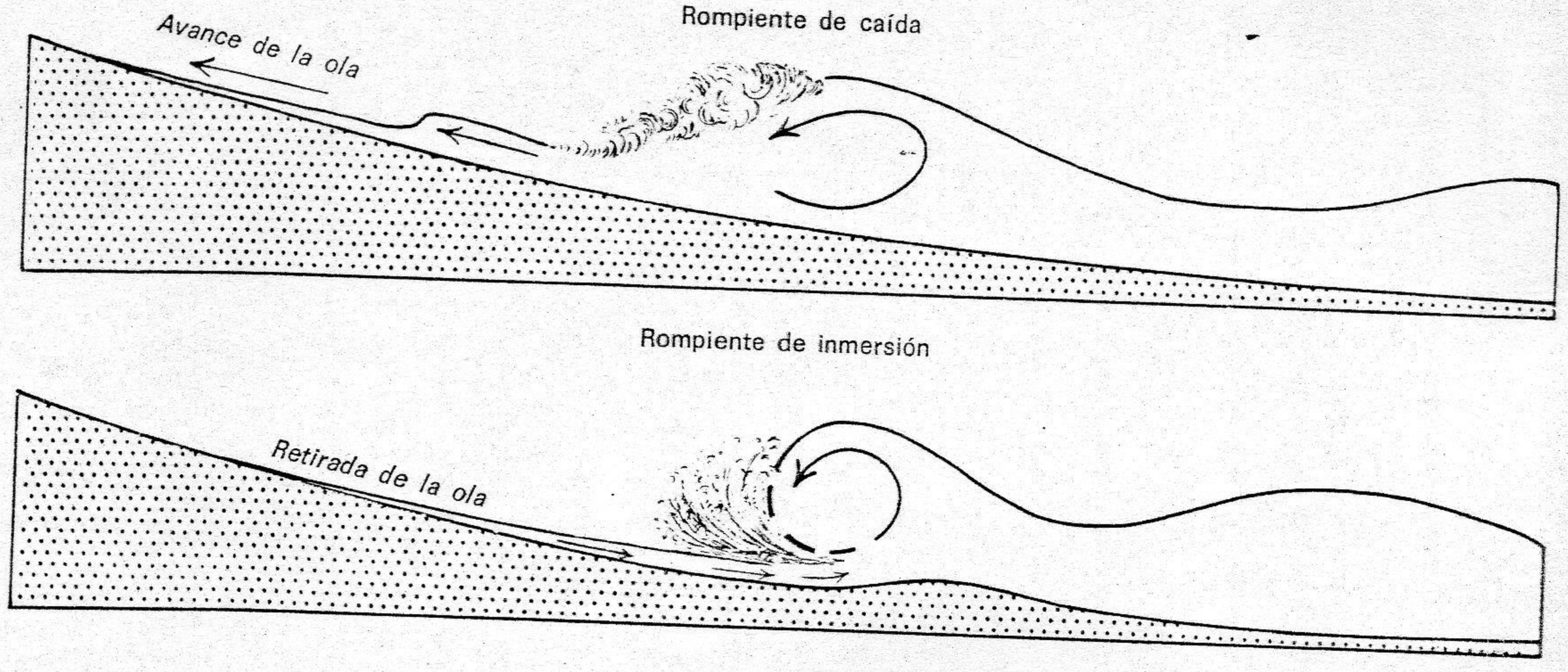


Figura 23.14. Representación esquemática de la diferencia entre una rompiente de caída con un efectivo avance de la ola por la playa (de tipo constructivo) y una rompiente de inmersión con una efectiva retirada de la ola (de tipo destructivo) *(Modificado de W. V. Lewis).*

el cual el volumen de agua del frente es insuficiente para completar la forma de la ola que requiere el movimiento orbital. La cresta de la ola no completada se queda sin soporte y, como la órbita se rompe, la propia ola rompe. La profundidad a la cual rompen las olas (o sea, la profundidad media si estuviera en aguas tranquilas) varía entre 1,25 y 0,75 veces la altura de la ola completa situada inmediatamente detrás.

Se diferencian dos tipos contrastados de rompientes que dependen de un gran número de factores, de los cuales el principal es la pendiente del frente de la ola. Entre los dos extremos existen, por supuesto, todas las variedades intermedias, de acuerdo con la naturaleza de la costa y de las olas y con la fuerza y dirección del viento. Al ir avanzando sobre un fondo de pendiente suave, un frente de ola se va elevando gradualmente, hasta que la cresta simplemente se desborda o se deja caer en la depresión que tiene al frente. Es la *rompiente de caída,* masa burbujeante de agua que avanza en forma de oleaje en un manto turbulento de espuma (figs. 23.14 y 23.15).

Figura 23.15. Pequeñas rompientes de tipo de caída, costa de Nueva Jersey, EE.UU. de América *(Paul Popper Ltd).*

Figura 23.16. Rompiente de inmersión, vista desde arriba, que se acerca a la costa de Nueva Jersey. La marcada interrupción de la cresta es un indicio de la existencia de una corriente de desgarre de la rompiente (rip current) (fig. 23.28) que fluye hacia el mar *(Paul Popper Ltd).*

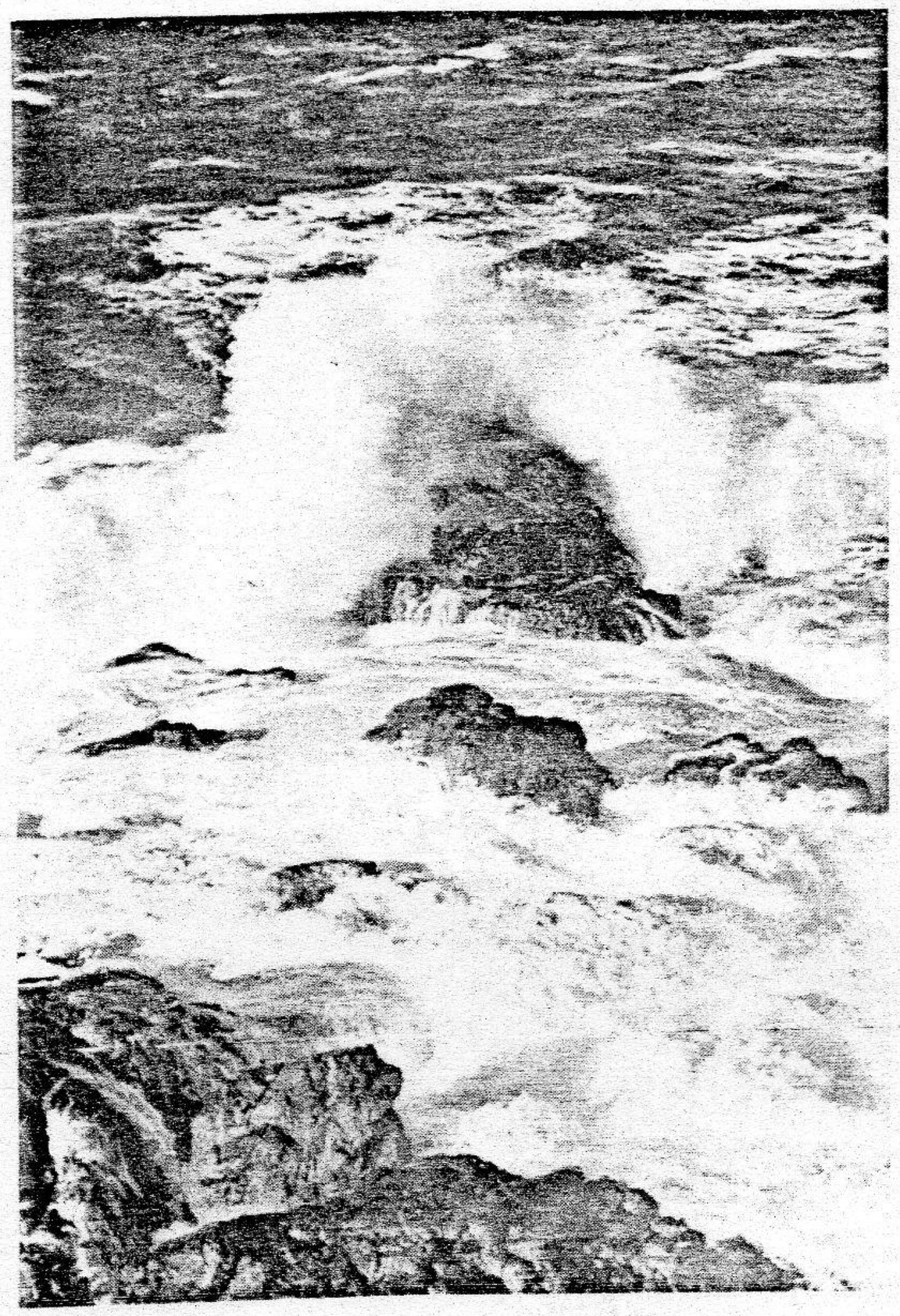


Figura 23.17. Ola de galerna o de tempestad del Atlántico rompiendo contra los acantilados de St. Ives, Cornualles *(Fotos Fox Ltd).*

Pero donde el fondo pierde profundidad rápidamente, y en especial si las olas son grandes, la altura de la cresta aumenta muchísimo. El frente de la ola se hace abrupto hasta que delante se forma un hueco que lo hace visiblemente inestable. Sobre él, la cresta empieza a encresparse y a veces queda colgada un instante mientras la ola prosigue avanzando. Pero finalmente se sumerge, lo que con frecuencia ocurre con gran violencia. Es la *rompiente de inmersión* (figs. 23.14 y 23.16).

Lo que antes de tocar fondo eran *ondas de oscilación* ahora se han convertido en su mayor parte o en su totalidad en *ondas de traslación*, en las cuales el agua avanza masivamente playa arriba. Este manto de espuma puede reconstruirse en olas menores que vuelven a romper a mayor altura, de modo que en lugar de una sola línea de rompiente hay toda una zona en la cual rompen las olas. La traslación final, *avance* o *subida* del agua playa arriba, y su retroceso pendiente abajo o *retirada* (fig. 23.14) correspondiente a los términos ingleses *uprush* o *swash* y *backwash*.

Las rompientes de inmersión pueden atrapar rápidamente volúmenes considerables de aire que puede quedar tan fuertemente comprimido que

Figura 23.18. Rompiente que choca contra el paseo marítimo de Hastings y revienta en chorros de espuma debido a la expansión explosiva del aire aprisionado *(Judges Ltd).*

reaccione con violencia explosiva. Escapa «atomizando» el agua en masas de espuma burbujeante que en tormentas fuertes alcanzan alturas sorprendentes. Allí donde grandes olas rompen en playas bastante inclinadas se ven a veces formas parecidas a géiseres, aunque los chorros de espuma en general suelen asociarse con la presión de choque de las rompientes contra las obstrucciones rocosas (fig. 23.17) y las escolleras (fig. 23.18).

Erosión marina

El mar actúa como agente de erosión de cuatro modos diferentes:

a) por la *acción hidráulica* de la propia agua, que incluye el levantamiento de material suelto por olas y corrientes y la fragmentación de las rocas por el choque de las olas contra los acantilados (fig. 23.17) que actúan como gigantescos precursores hidráulicos.

b) por *cincelado*, cuando las olas, armadas con fragmentos de rocas, los arrojan contra los acantilados y, junto con las corrientes, los arrastran adelante y atrás sobre las rocas de la parte sumergida situada frente a playas y acantilados.

c) por *atrición*, cuando los fragmentos o «herramientas» se autodesgastan debido a los golpes y al rozamiento; y

d) por *corrosión*, o sea, por la acción disolvente y química, que en el caso del agua marina es poco importante, excepto cuando se trata de calizas o de rocas como cemento calcáreo.

El choque destructor de las olas al romper contra obstrucciones a menudo es mucho mayor de lo que se suele sospechar. La presión ejercida por las olas del Atlántico es, por término medio, de más de 9700 kg por m^2 durante el invierno, y en las grandes tormentas puede incluso exceder de 30 000. Así, no sólo los acantilados sino también los malecones, rompeolas y faros están sometidos a choques de enorme intensidad. Las fisuras y grietas se abren y ensanchan con gran rapidez. El agua, que muchas veces se encuentra en forma de espuma a alta presión, es introducida con fuerza en cada una de las aberturas, comprimiendo firmemente el aire ocluido entre las rocas. Al retirarse cada ola, el aire comprimido se expande súbitamente con fuerza explosiva, y los bloques

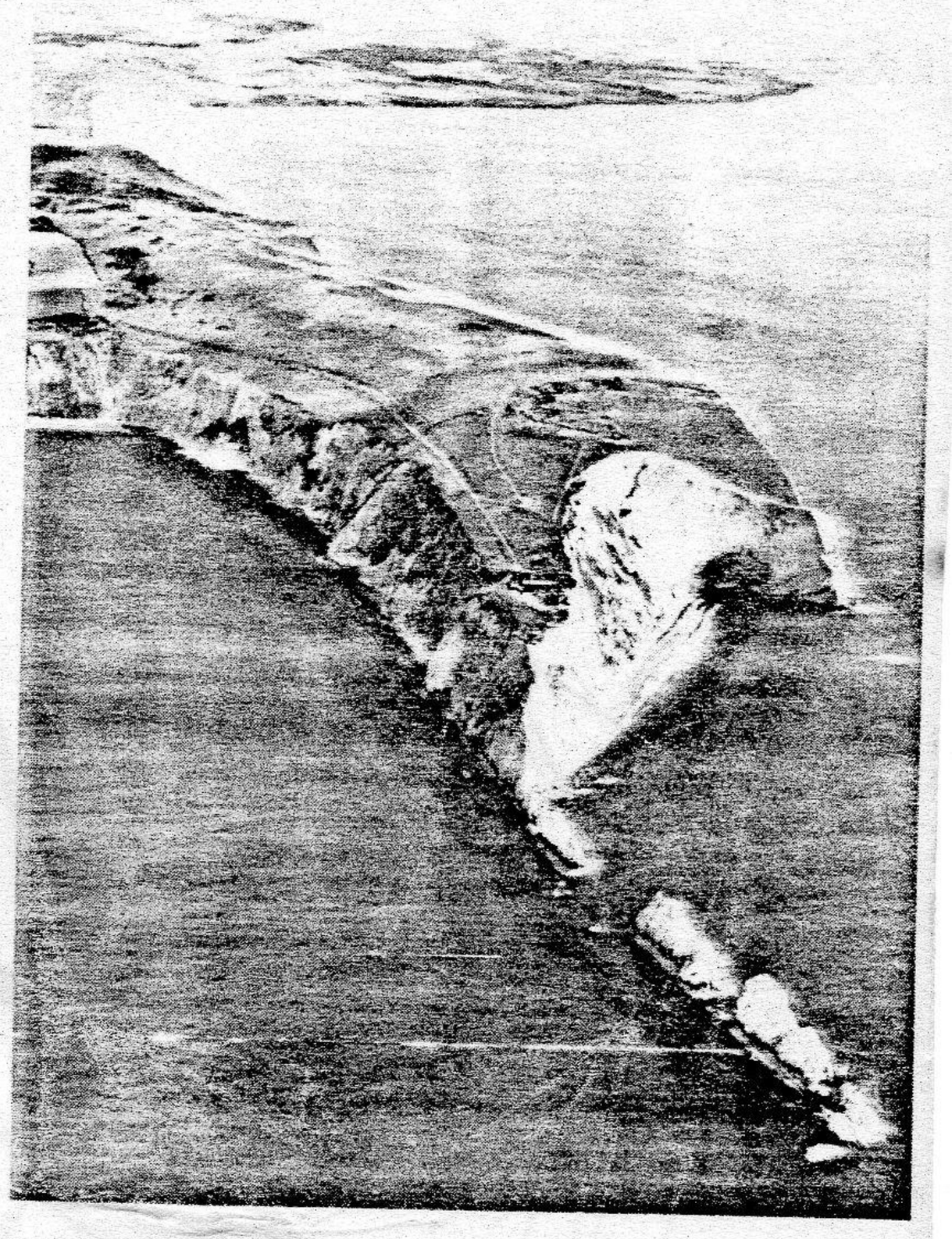


Figura 23.19. Las Agujas (The Needles): estacas o farallones de caliza alineados con los acantilados en el extremo occidental de la isla de Wight. Lo escarpado de los acantilados refleja la rara resistencia de la creta, que aquí se debe a plegamiento y endurecimiento, y contrasta con la costa baja de las arenas y arcillas cretácicas que se ven al fondo *(Aerofilms Ltd)*.

grandes, lo mismo que los pequeños, se van desprendiendo, y antes o después se desploman masivamente a causa de la presión que sufren por detrás. La acción combinada de bombardeo y explosión es más efectiva como proceso de arranque sobre aquellas rocas que ya estaban divididas en bloques por diaclasas y estratificación, o que estaban ya fracturadas por cualquier otro procedimiento, por ejemplo, a lo largo de fallas o zonas de trituración.

La acción socavadora de las olas se ilustra en las figuras 23.20 y 23.21. Los acantilados se originan y se mantienen por la acción socavadora análoga de las olas contra las vertientes costeras. Por derrumbamiento de las rocas que forman una pendiente demasiado abrupta o por hundimiento de las rocas colgadas sobre la muesca que puede

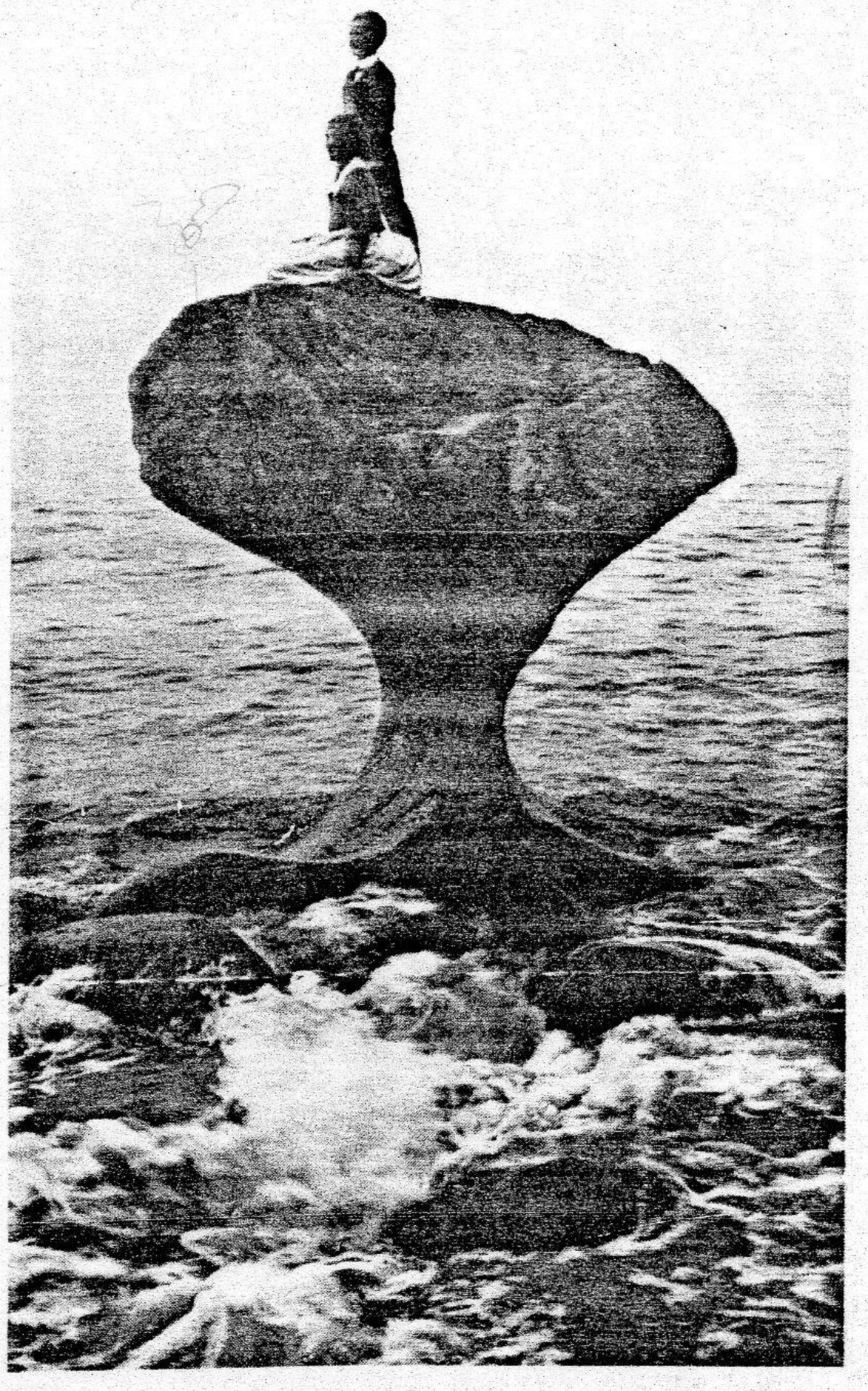


Figura 23.20. Pedestal en forma de seta de basalto compacto metamorfizado profundamente socavado por erosión marina; cerca de Maloy, lado norte de Nordfjord, a unos 145 km al norte de Bergen, Noruega *(Foto Mittet, Oslo).*

Figura 23.21. Pedestal de arenisca calcárea jurásica apoyada en un pilar socavado de pizarra en la zona media de playa (foreshore) en Sheepstones, Yorkshire. La arenisca está acribillada de huecos de corrosión producidos por la espuma de las olas rompientes en pleamar y relacionados con el lapiaz de la figura 11.12 *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

haberse excavado en la base del acantilado, éste va retrocediendo gradualmente y presenta una cara abrupta que mira hacia el mar que avanza hacia el interior. Pero allí donde los acantilados están durante algún tiempo protegidos por los derrubios desprendidos, y sobre todo si se componen de rocas mal consolidadas, los taludes superiores pueden erosionarse regresivamente por meteorización, arroyada y desplomes. En cualquier localidad dada, la forma del acantilado depende de la naturaleza y estructura de las rocas expuestas a la intemperie, y de las tasas relativas de erosión marina y denudación subaérea (fig. 23.19).

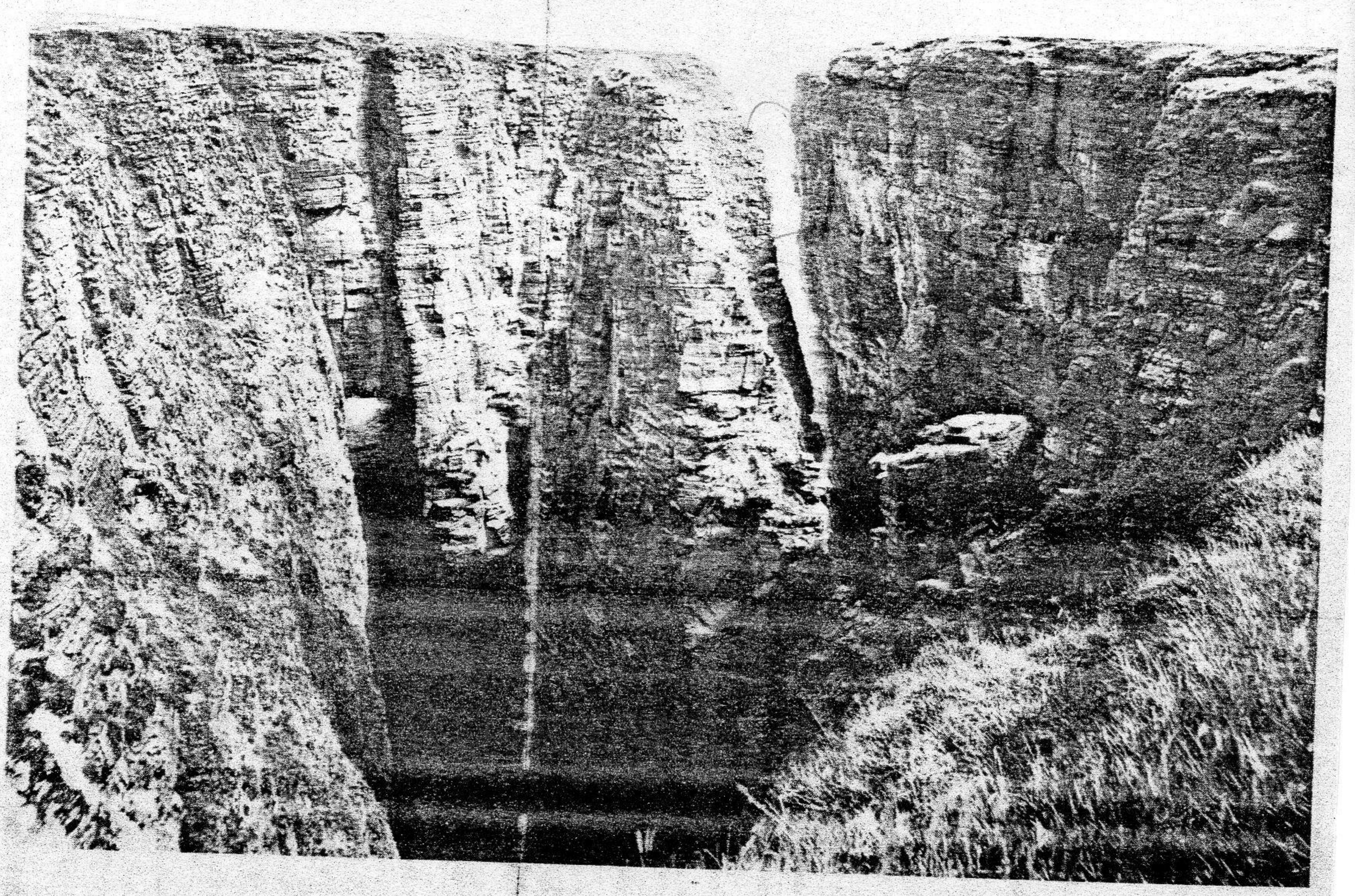
Las cuevas marinas son la evidencia más clara de socavamiento. Hay pocos tramos de costa en los que las rocas son igualmente resistentes al ataque de las olas. Las cuevas se excavan a lo largo de zonas de debilidad de todo tipo, y en especial allí donde las rocas están muy divididas por diaclasas (como en la cueva de Fingal, figura 1.2). Con el ulterior hundimiento de la techumbre y el transporte de los derrubios se desarrollan largas y estrechas ensenadas. En Escocia y las Faroes, estas ensenadas de marea (fig. 23.22) se llaman *geo* (en noruego, *gya* quiere decir ensenada). El techo de cueva situada en el extremo interior de un *geo* —o de una cueva marina cualquiera— puede comunicar con la superficie por medio de un pozo vertical, que puede hallarse a cierta distancia del borde del acantilado. Una chimenea natural de esta clase (fig. 23.23) se conoce con el nombre de *bufadero* o *bufador* en Canarias y Peñíscola, respectivamente. Este agujero se forma por el desprendimiento de bloques fisurados que fueron arrancados por la acción hidráu-

lica de la onda de aire comprimido ya descrita. El nombre de bufadero hace referencia a que durante las tormentas la espuma se dispersa en el aire cada vez que una ola rompiente estalla en la cueva situada debajo.

Cuando se unen dos cuevas situadas en los lados opuestos de un promontorio, queda un arco natural o *foradada* y puede persistir durante algún tiempo (fig. 23.24). Más tarde, el arco o bóveda cae, y la porción de promontorio que está en el lado del mar queda aislado formando un farallón. Bien conocidos como ejemplos de tales farallones son los pináculos calizos del extremo occidental de la isla de Wight conocidos con el nombre de *The Needles,* Las Agujas (fig. 23.19) y las impresionantes torres de arenisca roja antigua cerca de John o'Groats (fig. 23.25) y en las Orcadas (fig. 23.26).

A medida que los acantilados van retrocediendo, queda frente a ellos una *plataforma de abrasión* (fig. 23.27), cuya parte superior es visible por ser el fondo rocoso que queda en seco durante la bajamar (fig. 23.28). Puede haber relleno de arena y guijarros en las depresiones y una orla interrumpida, a modo de playa formada por los derrubios caídos a lo largo del acantilado, pero tales materiales están siendo batidos continuamente por las olas, que los utilizan para proseguir su acción erosiva hasta que, finalmente, llegan a desmenuzarse en tamaños tan pequeños que pueden ser arrastrados por las corrientes. La propia plataforma es desgastada por los derrubios lanzados de una a otra parte de su superficie. Puesto que la parte externa ha estado sujeta a un desgaste más prolongado que la interna, se forma una suave pendiente hacia el mar. En las rocas masivas y resistentes, este proceso es extremadamente lento. En consecuencia, como el acantilado retrocede y la plataforma se va ensanchando, las olas han de atravesar una ancha faja de aguas poco profundas, de modo que, cuando llegan al pie del acantilado, la mayor parte de su energía ya se ha

Figura 23.22. Cueva marina y desarrollo de ensenadas o calas por hundimiento del techo en acantilados de arenisca roja antigua. El Wife Geo, cerca del cabo Duncansby, extremo de la costa nordeste de Highland, Escocia, mirando hacia el mar *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*



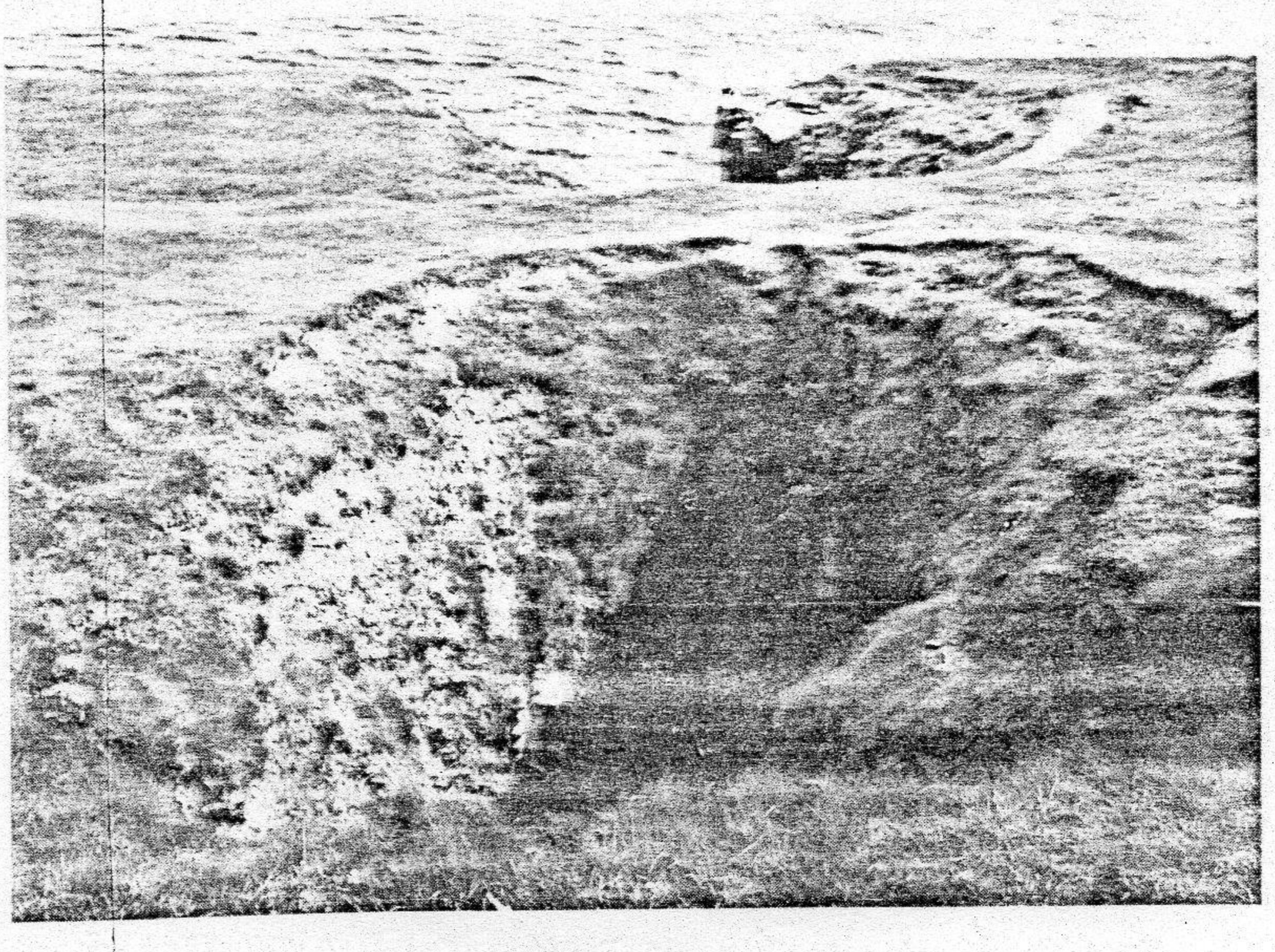


Figura 23.23. Bufadero o «gloup» debido al hundimiento de la techumbre de una cueva marina. La parte del techo que aún queda se conoce como el Puente de Diablo (Devil's Brindge). Cabo Holborn, Highland nororiental, mirando hacia el mar *(Instituto de Ciencias de Gran Bretaña).*

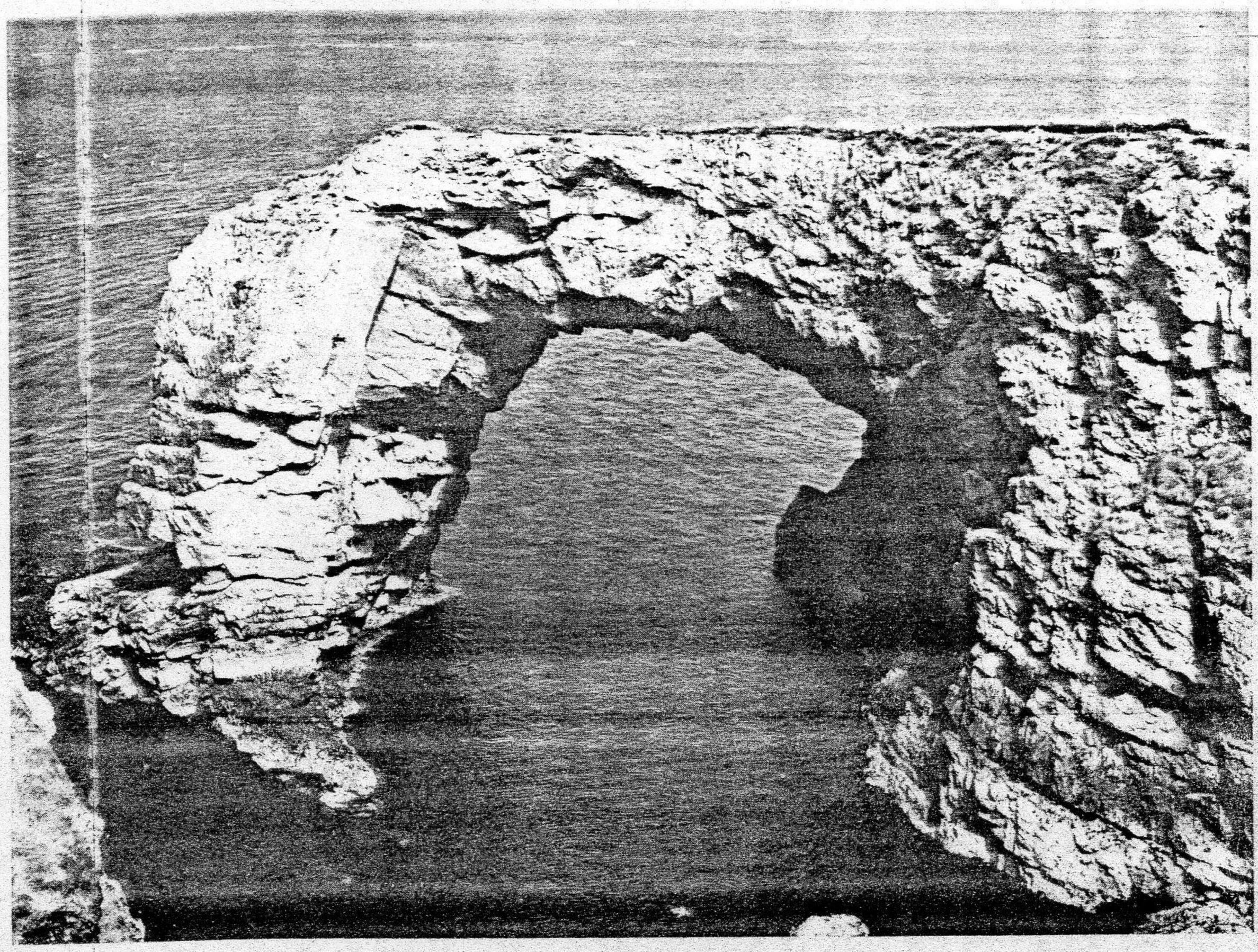


Figura 23.24. Arco cortado en un cabo de cuarcitas dalradienses. «Gran Arco», Doaghbeg, al norte de Portsalon, Co. Donegal *(Oficina de Turismo Irlandesa).*

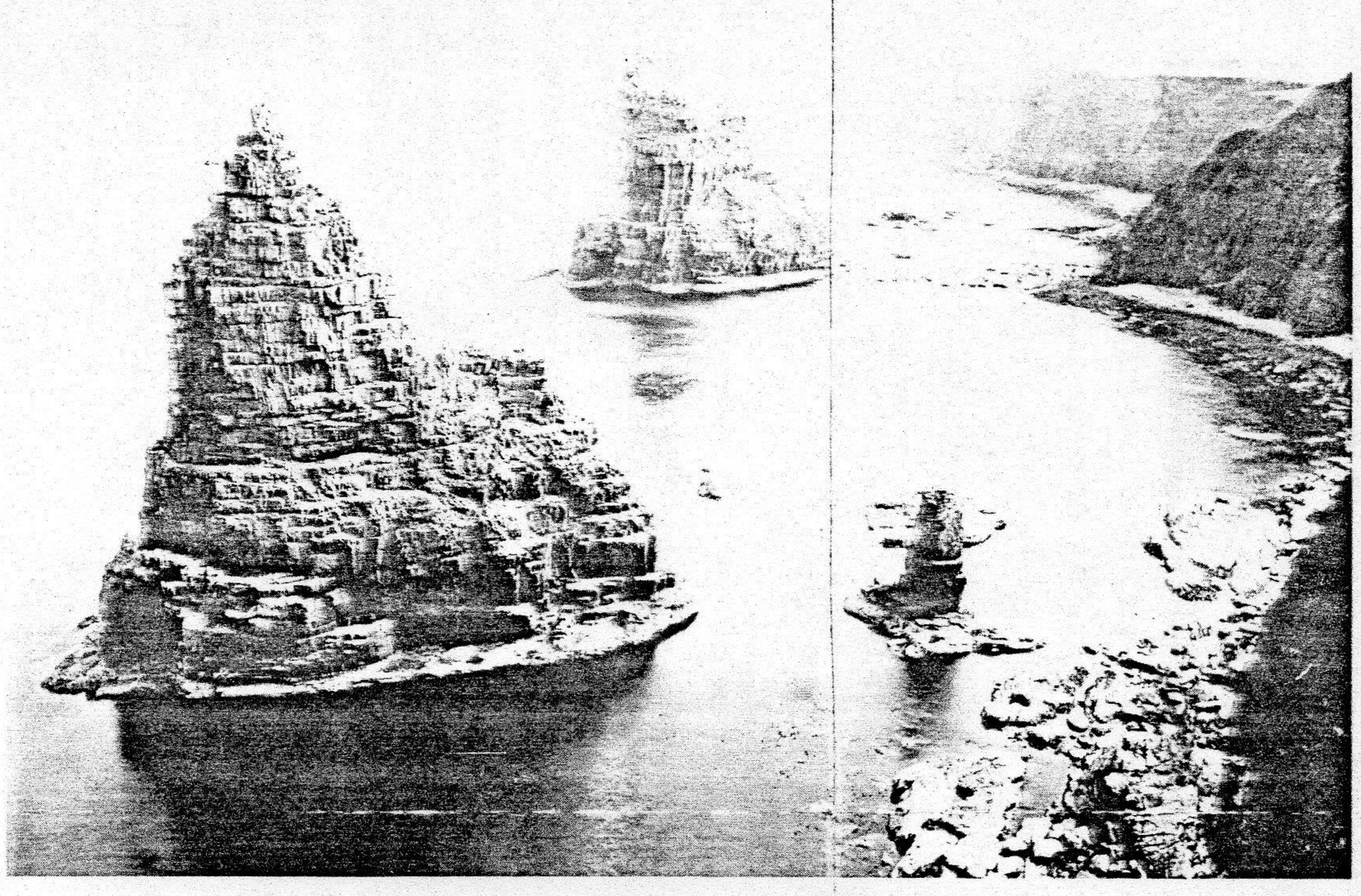


Figura 23.25. Farallones y acantilados de arenisca roja antigua, mirando al norte. «Estacas» de Duncansby, cerca de John o'Groats, Highland *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

disipado en el transporte de los materiales abrasivos. Así, la tasa de erosión costera queda automáticamente reducida. En las latitudes altas, sin embargo, los acantilados pueden continuar todavía derrumbándose a causa de la helada y el deshielo, con tal que las olas puedan llevarse lo que en otro caso formaría un canchal protector (cf. fig. 14.3). Por esta cooperación de procesos la plataforma de abrasión de las costas del oeste y noroeste de Noruega —conocida allí con el nombre de *strandflat*— ha alcanzado una anchura excepcional que en algunos sitios llega a ser de hasta 60 km (fig. 23.29). El nivel más extenso se encuentra actualmente a 15-18 m sobre el nivel del mar debido al reciente levantamiento isostático. Sobre esta plataforma se elevan numerosos

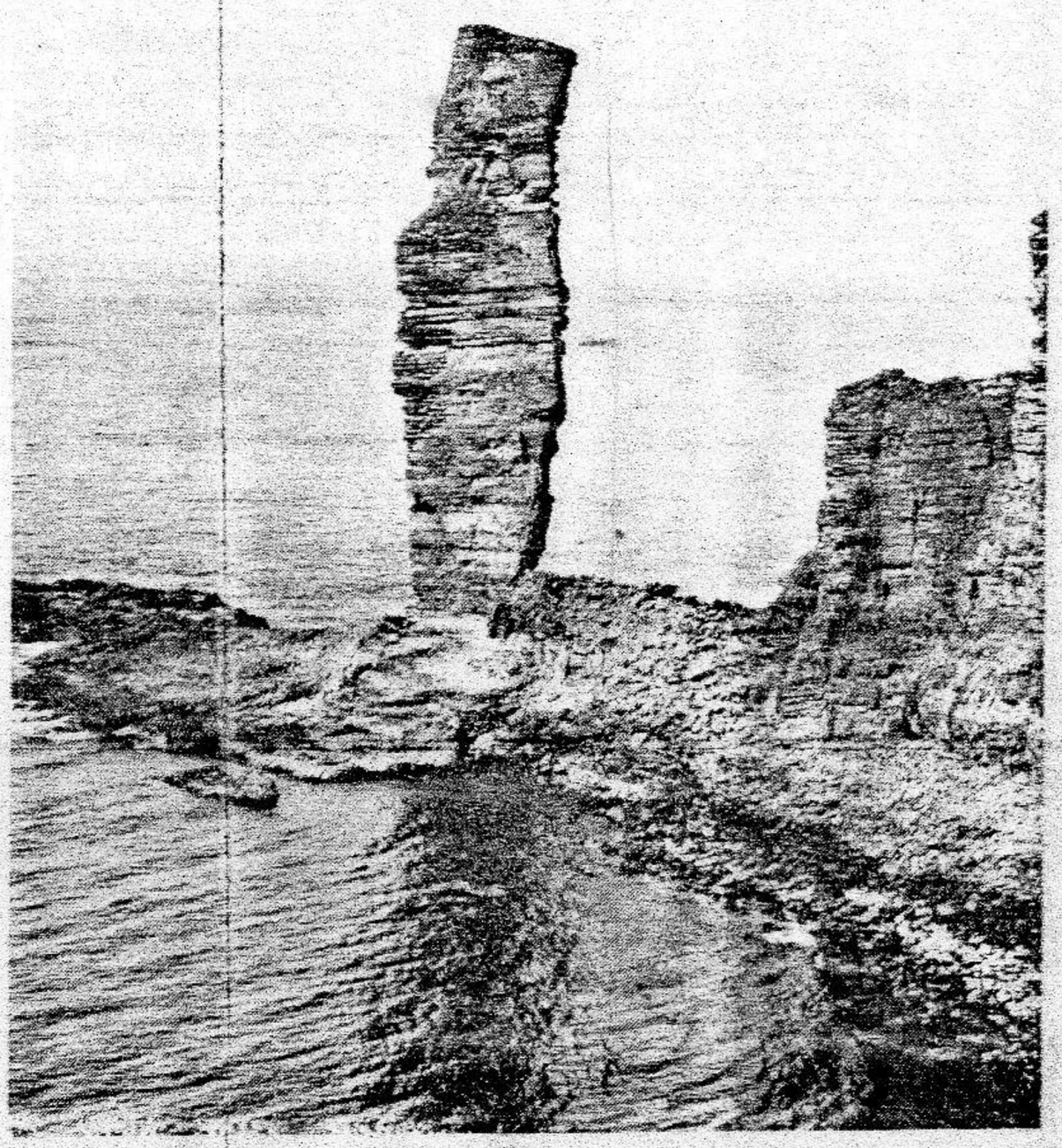


Figura 23.26. El «Viejo» (Old Man) de Hoy, islas Orcadas, al norte de Caithness (Highland). Farallón de arenisca roja antigua de 137 m de altura que se levanta sobre una plataforma de lava devónica *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

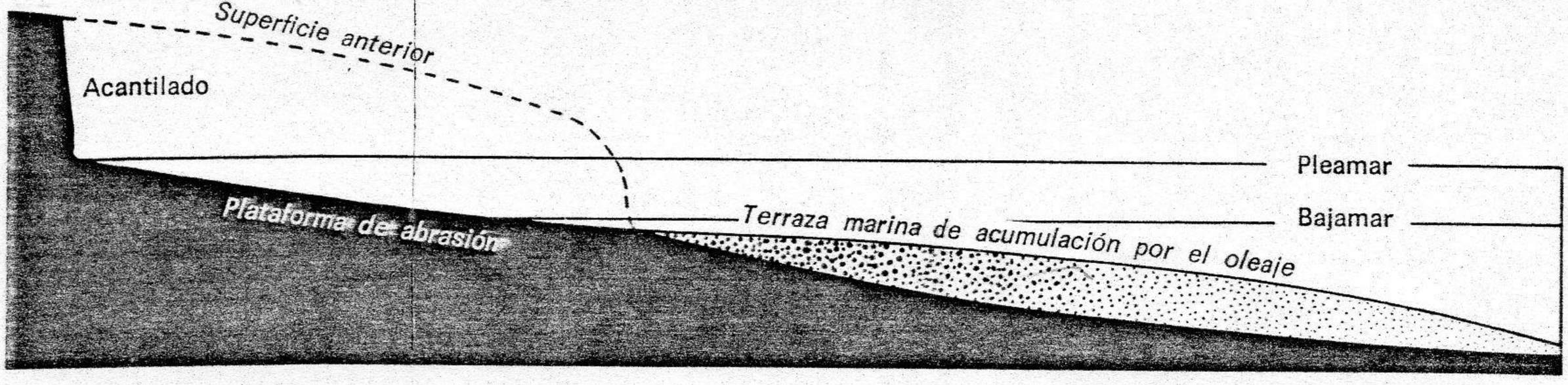


Figura 23.27. Corte idealizado que representa una etapa temporal del desarrollo de acantilado marino, plataforma de abrasión y terraza marina de acumulación por acción del oleaje.

Figura 23.28. Plataforma de abrasión labrada al cortar transversalmente estratos silúricos muy verticalizados, cerca del cabo St. Abb, Borders, sudeste de Escocia *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

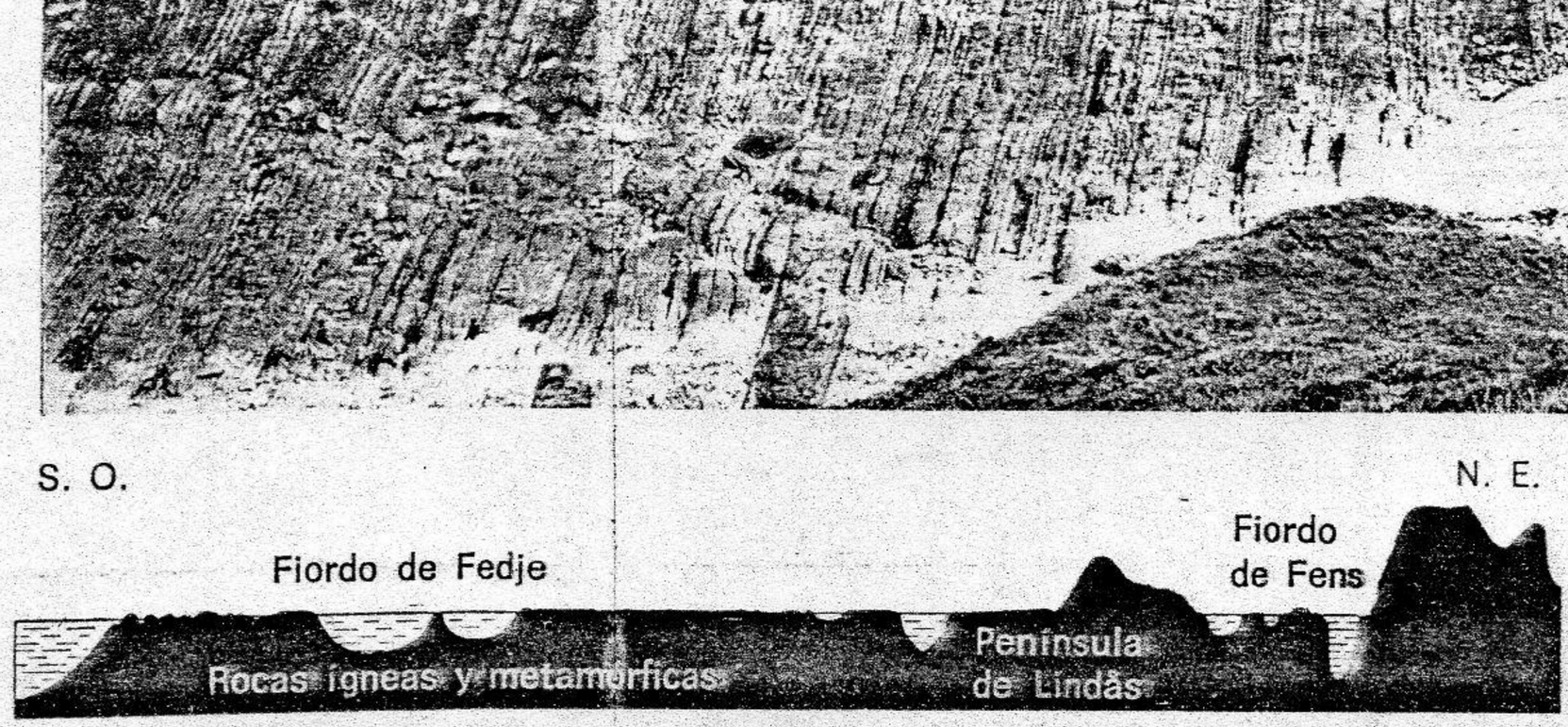


Figura 23.29. Corte de un *strandflat* o plataforma de abrasión al norte de Bergen, Noruega. Longitud del corte, 52 km *(Según Fridtjof Nansen)*

farallones y masas aisladas, la mayoría de cumbre plana, a unos 30 m de altura, lo que sugiere que son los vestigios de otra plataforma más antigua seccionada. Se han descrito plataformas de abrasión similares de algunas partes de Spitzbergen y Groenlandia y de otras costas de fiordos.

Allí donde el mar invade una costa de rocas poco consolidadas, la plataforma que está frente a ella rápidamente se desgasta y se produce una erosión costera normal muy vigorosa (fig. 23.30). En algunas localidades, las penetraciones del mar alcanzan proporciones alarmantes. Gran Bretaña

Figura 23.30. Erosión costera producida por el mar del Norte, al sur de Lowestoft, Suffolk; muestra los desastrosos efectos del rápido retroceso de los acantilados de depósitos glaciales que se produjo a causa de las destructivas olas de galerna en 1936 *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

sufre serias pérdidas de tierra en algunas partes de East Anglia y a lo largo de la costa de Humberside, al sur del cabo Flamborough, donde las olas tienen la tarea fácil de ir demoliendo depósitos glaciales de arena, grava y barro glacial. Desde la era romana, la costa de Holderness ha retrocedido 4 ó 5 km y han sido barridos muchos pueblos y antiguos puntos de referencia del terreno (fig. 23.31). Durante los últimos cien años, la tasa promedio de retroceso del acantilado ha sido de 1,5 a 2 m por año. Pero la tasa no es uniforme, ya que las tormentas fuertes y las caídas localizadas del acantilado producen más destrucción en poco tiempo que la erosión normal actuando durante varios años.

Como ejemplo extremo de erosión costera rápida se puede citar el gran oleaje (surge) del mar del Norte de 1953. El oleaje que los británicos llaman *surge* es una subida anormal del nivel del mar que se produce cuando actúan conjuntamente en la misma dirección y en un mar más o menos somero y confinado mareas vivas, viento y olas de tempestad. Las costas bajas y fácilmente erosionables son especialmente vulnerables a estas coincidencias desastrosas. El 31 de enero de 1953 una fuerte baja de presión atmosférica sobre parte del mar del Norte provocó una subida del nivel del mar que, aunque sólo fue de 30 a 60 m, dio lugar a una entrada de inmensos volúmenes de agua adicional procedente del Atlántico, donde la presión atmosférica era mayor. Simultáneamente, un violento vendaval del norte iba llevando continuamente hacia el sur cantidades aún mayores de agua superficial. Mientras las mareas altas normales bañaban las costas británicas, esta enorme onda acuática empezó a recorrer el mar del Norte, dirigiéndose preferentemente al sur de

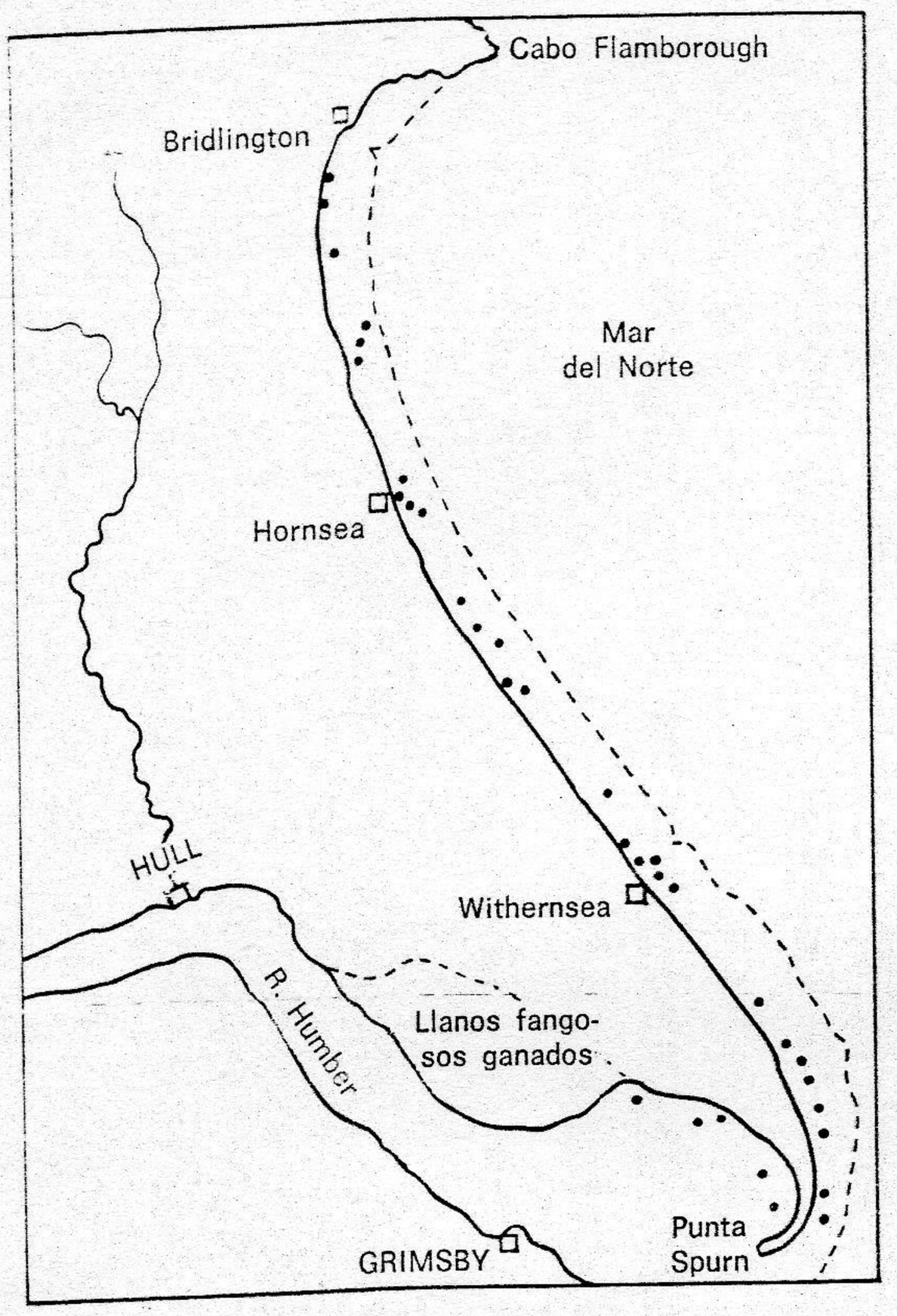


Figura 23.31. Mapa esquemático que muestra la pérdida de tierra y de pueblos a causa de la erosión marina a lo largo de la costa de Holderness, Humberside. La línea discontinua indica la posición aproximada de la costa en tiempos romanos; los puntos negros representan antiguos poblados *(Según T. Sheppard)*.

la latitud del Firth of Forth. Sólo una pequeña cantidad del exceso podía escapar por el estrecho de Dover. La marejada creciente no tuvo otra alternativa que la de girar hacia los Países Bajos. Allí, el amontonamiento de las olas de tempestad alcanzó su máximo. El mar penetró en tierra rompiendo numerosos malecones y defensas costeras y se produjeron inundaciones de agua salada que fueron las más catastróficas en muchos centenares de años y que devastaron las tierras bajas previamente ganadas al mar.

A lo largo de las costas bajas de East Anglia y del estuario del Támesis el desastre fue igualmente destructivo en algunos puntos, aunque fue menos generalizado. A la hora de la marea alta, la altura teórica (que normalmente es la que se alcanza) fue superada en 2,4 m en el estuario del Támesis (fig. 23.32) y en 2,7-3,4 m en Holanda. Aparte los puntos en que olas enormes rompieron barreras protectoras, la erosión más seria se produjo donde la costa está bordeada por acantilados bajos de derrubios glaciales; por ejemplo, a 11 km al sur de Lowestoft, en dos horas retrocedió casi 11 m un frente de acantilado de 7,6 km. No muy lejos de allí, donde la altura del acantilado era menor de 2 m, el ataque frontal por socavamiento se reforzó potentemente durante la pleamar mediante los golpes cuarteadores de olas rompientes de 4 m de altura que atacaban por encima y así, en una fracción de una sola noche, se perdieron en el mar 27 metros de tierra.

La gran tempestad de febrero de 1962 habría originado un oleaje todavía peor si no se hubiera

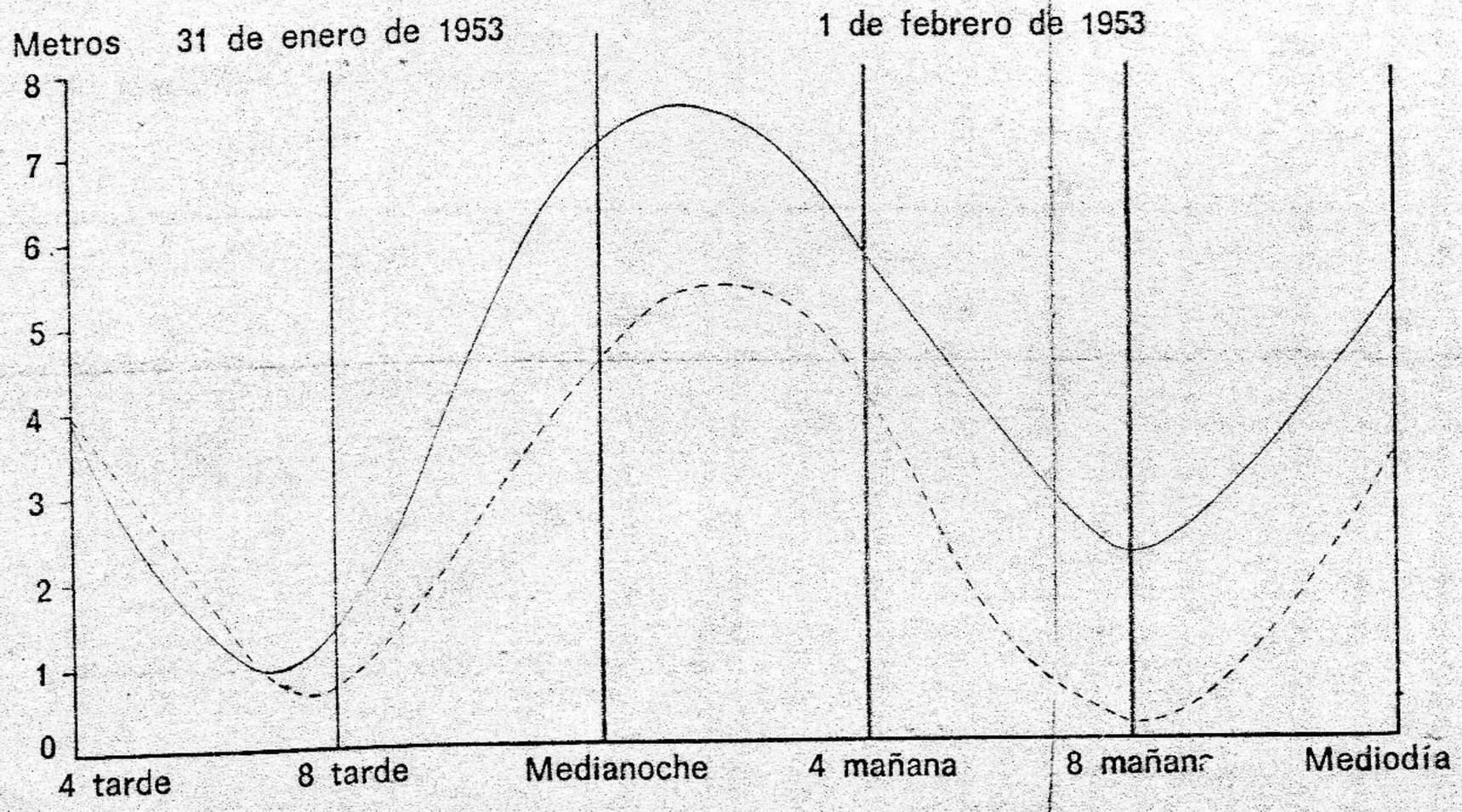


Figura 23.32. Oleaje *(surge)* del mar del Norte de 1953. Curvas de marea de Southend, cerca de la desembocadura del Támesis: en línea de trazos la predicción; en línea continua, la real *(Según W. W. Williams)*.

producido durante el tercer cuarto lunar. La importante depresión atmosférica y los vientos resultantes dirigieron el máximo del oleaje hacia Hamburgo y las costas adyacentes. El mar se elevó 6 m sobre el nivel previsto y en Hamburgo se produjo una inundación sin precedentes.

Perfil de la orilla

Tal como se indica en la figura 23.27, el sedimento que atraviesa una plataforma de abrasión suele tender a acumularse en las aguas más profundas situadas más allá, formando una terraza marina continua con la plataforma aunque generalmente de superficie menos lisa de lo que sugiere la figura. Esta superficie mixta es un producto de la acción conjunta de la erosión y la deposición, cada una de las cuales varía considerablemente en el tiempo y de un sitio a otro. El suministro de sedimentos, por ejemplo, es irreguiar tanto en la proporción como en la distribución, puesto que las contribuciones son recibidas de los ríos y corrientes, así como de la demolición del acantilado y de la plataforma de abrasión, todas ellas fuentes muy variables de suministro de sedimentos. Los propios procesos relacionados con el desplazamiento de éstos (asimismo muy variables) dependen en gran parte de la pendiente de la costa y de su prolongación dentro del mar; es decir: del perfil de la superficie perpendicular a la costa. Una pendiente relativamente abrupta favorece el oleaje destructor y la remoción de sedimentos del lado de tierra, de modo que la pendiente se suaviza. Por el contrario, una pendiente relativamente suave favorece el oleaje constructivo y los depósitos de playa en el lado de tierra, de modo que las pendientes se acentúan. Por consiguiente, la superficie está siendo continuamente modificada, y de tal manera que en cada punto tiende a adquirir la pendiente más conveniente para asegurar que el aporte de sedimentos pueda ser desplazado tan rápidamente como se acumule. Cuando el perfil queda ajustado de modo que se ha logrado este balance fluctuante se llama *perfil de equilibrio*. Es comparable al perfil de equilibrio de un río, pero a lo largo de la costa los factores variables son todavía más numerosos y difíciles de evaluar. En teoría, debe haber un perfil de equilibrio para cada conjunto

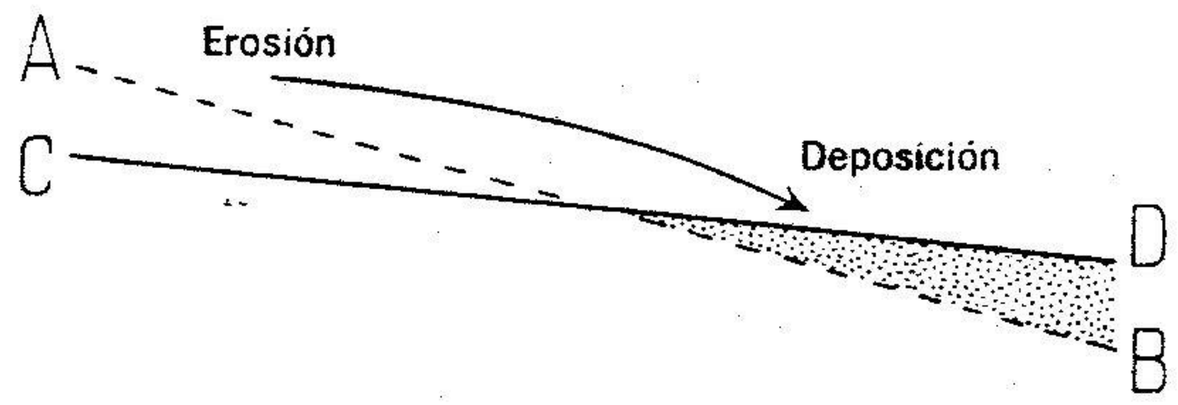


Figura 23.33. Desarrollo de un perfil de equilibrio, CD, a partir de una superficie inicial de mayor pendiente, AB.

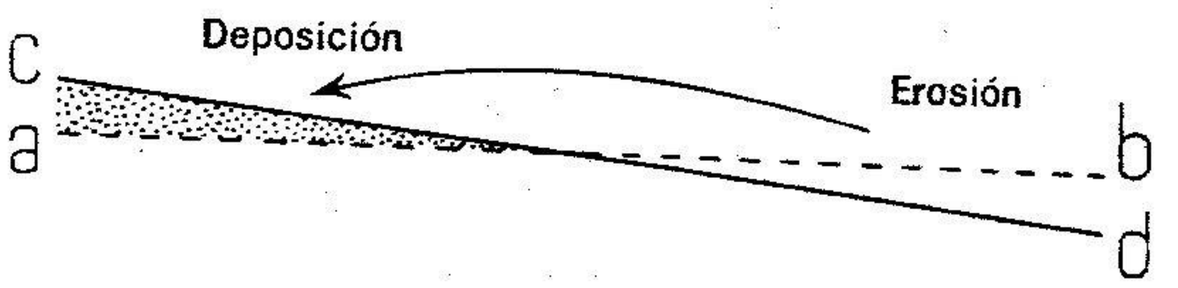


Figura 23.34. Desarrollo de un perfil de equilibrio, cd, a partir de una superficie inicial de menor pendiente, ab.

dado de condiciones, pero debido a los cambios alternantes de las mareas y de las estaciones, y a los cambios especialmente violentos de calma a tempestad, a todo lo más que se puede llegar es a una aproximación temporal de corta duración al perfil de equilibrio. El perfil real se está modificando constantemente, en especial a lo largo de costas de arena o cascajo —materiales sueltos que son acarreados fácilmente.

No obstante, el concepto de perfil de equilibrio ideal tiene su utilidad. En cualquier momento dado, la pendiente hacia el mar en un lugar dado puede ser mayor o menor que este ideal. Supongamos que en la figura 23.33 AB representa una pendiente inicial relativamente fuerte en una costa de inmersión. Las olas, al tratar de aproximarla lo más posible a un perfil de equilibrio CD, cortan una plataforma con un acantilado a sus espaldas, mientras que el sedimento resultante se deposita en una terraza en el mar, como la ya ilustrada en la figura 23.27. Ahora supongamos que en la figura 23.34 *ab* representa una pendiente inicial relativamente suave, como en el caso en el cual el fondo de un ancho valle se convierte en una bahía por inmersión. Al transformar la pendiente en el perfil de equilibrio *cd*, olas y corrientes construyen una playa alrededor de las orillas de la bahía. La inundación de llanuras aluviales extensas y, a escala aún más generalizada, la emersión del fondo del mar, proveen superficies iniciales que pueden ser casi planas. En estos casos,

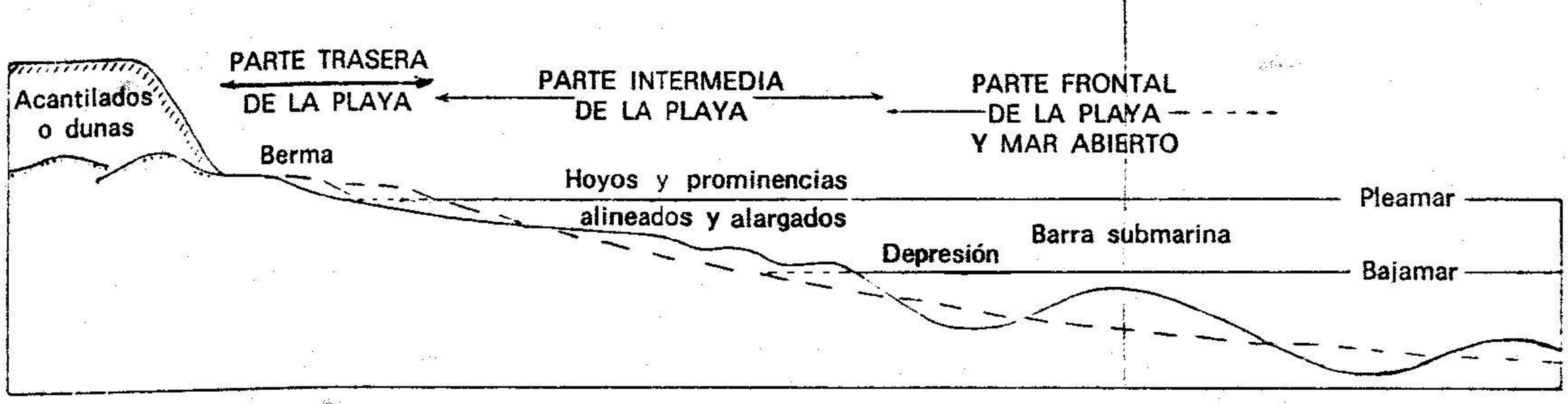


Figura 23.35. Representación esquemática de las subdivisiones de una costa, con perfiles característicos de playa y de mar abierto en verano (línea de trazos, que muestra las bermas formadas por olas constructivas) y en invierno (línea continua, que muestra las bermas que ha retrocedido al ser erosionadas por olas de tempestad destructivas).

como se describe en la página 588, las olas acumulan playas de barrera o restingas de sedimento empujado hacia tierra.

Los cambios estacionales y otros periódicos de corta duración provocan alteraciones de los efectos esbozados en las figuras 23.33 y 23.34. Las acumulaciones de cascajo bajo los acantilados o el amontonamiento en playas por la acción de olas constructivas, pongamos por caso, en verano, dan una pendiente como la *cd*. Pero en invierno es probable que ésta se convierta en la pendiente más suave CD. Las tempestades destructivas provocan este cambio transportando material hacia el mar, de modo que las playas se adelgazan o incluso desaparecen temporalmente. Estas consideraciones abarcan varios casos intermedios, como el de que partes de una plataforma de abrasión pueden cubrirse a veces temporalmente con una película temporal de material de playa, como puede verse en las figuras 23.21 y 23.28.

Debe tenerse bien presente que las figuras 23.33 y 23.34 son sólo diagramas para ilustrar los principios básicos. Los perfiles reales suelen ser muy complejos. La figura 23.35 intenta ilustrar un perfil de invierno más realista de una playa arenosa.

Playas: transporte hacia tierra y hacia el mar

Dejando para más tarde la deriva del sedimento a lo largo de la costa, aquí se trata de la migración del material de la playa y de la terraza hacia la costa y hacia el mar. Debemos partir de la idea de que los procesos reales son tan complicados que para la mayoría de los fenómenos observados todavía no hay explicaciones satisfactorias expresadas en términos de principios físicos. Se puede aprender mucho del estudio de modelos experimentales a escala, pero la aplicación de éstos está limitada por el hecho de que el tamaño de los sedimentos y los procesos hidrodinámicos no se pueden reducir simultáneamente a escala en la misma proporción que, por ejemplo, la dimensión de una playa a investigar o de un puerto a diseñar. Las preparaciones para el día D de la Segunda Guerra Mundial, hicieron resaltar la importancia crítica de saber qué es lo que realmente ocurre en las playas de Normandía bajo condiciones variables. Desde entonces se han estudiado muchos otros tipos de playas durante períodos largos de vientos y corrientes variables. Las observaciones directas de los hombres-rana y los trazadores radiactivos añadidos a guijarros y granos de arena muestran cómo migran los sedimentos en condiciones naturales.

En una publicación clásica de 1931, W. V. Lewis diferencia olas constructivas y destructivas (figura 23.14). *Olas constructivas* son aquellas cuya retirada de la playa es relativamente reducida, de modo que no obstruye seriamente la subida playa arriba de la siguiente rompiente. Estas olas incluyen las que dan rompientes de caída de periodo bastante largo, de unos 8 a 10 segundos, correspondiente a una frecuencia de unos 6 a 8 por minuto. La forma elíptica de la órbita asegura una componente horizontal del movimiento relativamente fuerte, o sea, una fuerte subida playa arriba. El período largo le da a la retirada tiempo suficiente para retroceder a la depresión que ayuda a alimentar la siguiente ola; además, parte del agua de retroceso puede filtrarse por entre la arena o el cascajo. Cuando un conjunto mezclado de sedimento es arrastrado playa arriba, el material

más grueso se queda formando una orla en la parte alta. Tomando en cuenta la acción de flujo y reflujo de las mareas, el resultado de una acción prolongada de olas constructivas es la formación de una playa que en su parte alta está festoneada por una ancha *berma* de arena gruesa o cascajo. La berma suele tener un frente más o menos abrupto que por abajo pasa al perfil de equilibrio de pendiente más suave de la zona intermedia. Este rápido cambio de pendiente tiende a corresponder con un cambio brusco en el tamaño de grano de los sedimentos; o sea, si la berma es de cascajo, la zona intermedia probablemente será de arena, que además tenderá a hacerse progresivamente más fina hacia el nivel de la marea baja. El salto en el tamaño de grano probablemente es el resultado de la acumulación de derrubios más gruesos a un nivel situado muy por encima del que ordinariamente alcanzan olas y mareas, mientras que el resto de la playa va siendo acarreado adelante y atrás con las mareas y está sometido a largos períodos de atrición.

Hay varias definiciones de los tamaños de grano de los fragmentos y partículas sedimentarias, incluyendo materiales de playa. La tabla siguiente resume las recomendaciones hechas por la British Standard.

Olas destructivas son aquellas en las que la retirada de la ola es violenta. Estas olas incluyen rompientes de inmersión de período corto, de unos 4 a 5 segundos, y frecuencia correspondiente de unas 12 a 15 rompientes por minuto. Estas olas rompen sobre la retirada de la rompiente anterior y como la órbita es casi circular, la principal componente de movimiento es hacia abajo. La rompiente de inmersión revuelve todo el material de la playa y limpia surcos y depresiones como los que se indican en la figura 23.35. Parte del sedimento puede ser arrastrado cuesta abajo un cierto trecho, construyendo estructuras temporales como bancos y barras submarinas también dibujadas en la figura 23.35. Otra parte avanza en suspensión con la espuma del avance y subida del agua por la playa. Esta subida, ya desde el principio, es relativamente débil y además se ve obstruida al tener que avanzar sobre el agua en retroceso de la rompiente anterior. Así, lo que está realmente en contacto con los materiales de la playa es el agua de retirada y el transporte dominante durante la pleamar atacan la berma, llevándose parte de la misma y dejando el resto con un frente inestable y debilitado que es muy susceptible de deshacerse en flecos en el siguiente ataque de pleamar.

No obstante, hay una actividad constructiva que, aunque se produce muy de vez en cuando, es de gran importancia si actúa durante un tiempo prolongado. Las violentas salpicaduras de la espuma de las rompientes de inmersión más violentas —que en general se producen en las mareas vivas y en las tempestades invernales— pueden hacer llegar cantos rodados y guijarros a la parte más alta de la berma o aún más lejos, construyendo así una resistente defensa costera contra casi todos los ataques del mar menos los muy excepcionales. La Chesil Beach (fig. 23.36 y página 585) es uno de los más notables ejemplos de este tipo de barrera protectora.

Las figuras 23.15 y 23.36 muestran ambas que el límite superior de la zona de avance del agua

Tamaños de grano predominantes, en milímetros

	Grueso	*Medio*	*Fino*
CASCAJO:			
Cantos rodados	200		
Guijarros	200-60		
Grava gruesa	60-20		
GRAVA	60-20	20-6	6-2
ARENA	2-0,6	0,6-0,2	0,2-0,06
LIMO	0,06-0,02	0,02-0,006	0,006-0,002
ARCILLA o FANGO			< 0,002

Figura 23.36. Chesil Beach. Se aprecia la parte más alta de la berma en Chesilton, la cual se encuentra 13 m por encima del nivel de marea alta *(Aero Pictorial Ltd).*

está claramente dentado a intervalos casi constantes, en lugar de estar suavemente curvado como podría haberse supuesto. Este patrón revela la presencia de depresiones someras y ondulaciones bajas en la parte más elevada de la playa. Son flechas de playa *(beach cusps)* rudimentarias que en circunstancias apropiadas pueden llegar a constituir rasgos típicamente construidos por conchas con un relieve de 3 a 6 m, especialmente a lo largo del talud de una berma formada principalmente de cascajo que recubre materiales menos permeables. Hay alineaciones o puntas constituidas de cascajo que apuntan hacia el mar, separados por entrantes cuyo fondo está constituido por sedimentos de playa de grano más fino. En general se ha considerado que la altura y la anchura de las puntas aumenta con la altura de las olas, pero esto sólo es cierto dentro de ciertos límites. M. S. Longuet-Higgins y D. W. Parkin han hecho un cuidadoso estudio de las condiciones que favorecen la formación de flechas a lo largo de ciertas partes de la costa sur de Inglaterra, incluyendo la Chesil Beach. Han encontrado que las dimensiones de las puntas están más estrechamente relacionadas con la longitud del avance del agua por la playa que con la altura de la ola. Además, las olas muy altas y potentes pueden sobrebarrer las puntas y dispersar el cascajo en las depresiones, con lo cual aquéllas muy pronto desaparecen. Las olas oblicuas producen un efecto similar. Por consiguiente, las puntas se forman y se mantienen sólo por medio de olas que avanzan con sus líneas de cresta paralelas a la orilla. Bajo estas condiciones, cada ola que avanza se divide al alcanzar las puntas, dejando allí el cascajo más grueso, mientras que el agua que transporta el resto de su carga inunda cada pequeña bahía situada a ambos lados; de este modo la retirada del agua es fuerte y provoca el ahondamiento de la pequeña bahía. En condiciones adecuadas, las puntas se acumulan y las depresiones se erosionan. Los autores citados lo demostraron tiñendo con colores

bien visibles un cierto número de guijarros de las depresiones; encontraron que los guijarros teñidos eran arrastrados hacia el mar, y que los que regresaban se depositaban en las puntas. Cuando las puntas o flechas de playa se han vuelto romas el problema está en cómo vuelven a desarrollarse. Una posible explicación es la de que, partiendo de un talud liso, el avance del agua de la rompiente actúe como una arroyada en manto, y produzca una serie de surcos o barrancos. De ellos, los mayores crecen a expensas de los menores hasta que, al irse convirtiendo en depresiones, van adquiriendo todos un tamaño similar. El tamaño cambia temporalmente, de acuerdo con la longitud de avance del agua y la altura y dirección de las olas.

Las condiciones bien contrastadas entre olas constructivas y destructivas mencionadas en los párrafos previos tienden a estar correlacionadas con los períodos de calma y de tormenta, respectivamente. A la operación de adelgazamiento o desaparición de las playas por olas destructivas le sigue antes o después la reposición del material por la acción de las olas constructivas. En algunos lugares, la alternancia supera en algo el intercambio estacional de material entre la berma de la parte alta de la playa y la barra o barras submarinas de la zona frontal de la playa. Pero, por supuesto, una destrucción de playas por una catástrofe como la del gran oleaje del mar del Norte de 1953 tarda mucho en recomponerse suponiendo que los daños sufridos no excedan la capacidad de recuperación. En aquella ocasión, por ejemplo, las playas de Lincoln County se destruyeron totalmente en una sola noche y sus condiciones anteriores no se restablecieron hasta 1959.

Los vientos soplando en las direcciones apropiadas pueden colaborar mucho con los procesos tanto de adelgazamiento como de engrosamiento de las playas. Los vendavales que soplan muy fuerte de tierra a mar producen un desplazamiento superficial del agua alejándola de la costa. Para equilibrar esto, una corriente subsuperficial se dirige hacia la orilla y, aunque débil, colabora con las olas constructivas y ayuda a reforzar el proceso, bastante lento, de crecimiento y restablecimientos de las playas. Por el contrario, los vendavales de mar a tierra no sólo aúpan las olas destructivas sino que además aumentan la presión hidráulica del agua a lo largo de la costa y refuerzan la retirada del agua de la playa y las corrientes hacia fuera que necesariamente se producen a consecuencia del amontonamiento del agua contra la orilla. Debe notarse que, sobre el fondo del mar, la dirección de transporte sedimentario resultante de los vientos es opuesta a la del viento. Así, los vientos de tierra a mar favorecen el desarrollo y conservación de las playas.

Pero si los vientos de mar a tierra arrastran algo de arena hacia tierra y forman dunas, el perfil se altera de tal modo que la retirada del agua de la playa se debilita. Entonces las olas constructivas se ven ayudadas en su tarea de conseguir el restablecimiento del perfil apropiado mediante la subida de materiales procedentes del fondo del mar. En la figura 22.13 ya se han dado pruebas de que esto sucede. Los vientos de tierra a mar entonces colaboran en la preservación de la playa devolviéndole parte de la arena de la duna. Allí donde estos mecanismos forman parte del fluctuante balance natural, la eliminación artificial de la arena de las dunas (como para edificar, etc.) sólo puede promover la erosión creciente a lo largo de esta parte de la costa.

Análogamente, la interferencia artificial en los perfiles naturales mediante el dragado de la zona frontal introduce un factor que provocará resultados peligrosos si desencadena cambios en una sola dirección superiores a los límites normales de adelgazamiento y engrosamiento. Volvamos a la figura 23.33. Supongamos que se ha *depositado* una terraza frontal DB de sedimento transportado hacia el mar para conseguir el perfil apropiado. El dragado introduce súbitamente una *erosión* a una escala sumamente anormal. Esto aumenta la pendiente desde la orilla y por lo tanto estimula la erosión de la playa y del acantilado en AC; así se dispone de material para reponer las pérdidas de DB mediante deposición. Los cambios que se producen en los procesos que actúan son principalmente: *a*) concentración refractiva de la energía de la ola desde la zona dragada hacia la costa; *b*) reforzamiento de las olas rompientes, y *c*) reforzamiento de la retirada de la ola y de las corrientes hacia el mar. Por ejemplo, en 1897 se inició el dragado frente a la costa norte de Start Point (fig. 23.37) con el objeto de conseguir grava para ser usada en los trabajos portuarios que se realizaban en Plymouth. Entonces el adelgazamiento de la playa en Hallsands también em-

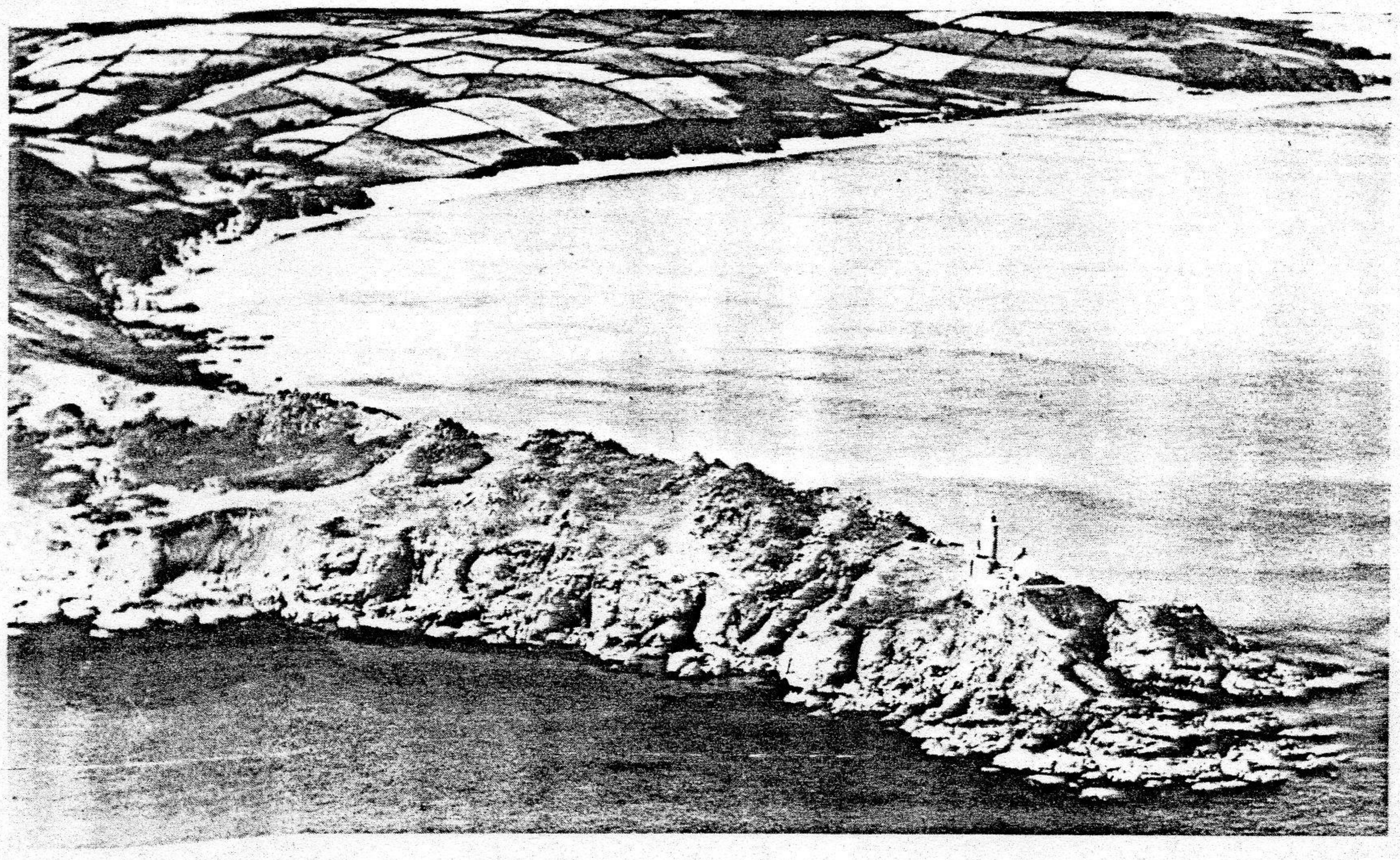


Figura 23.37. Start Point, Devon, promontorio de rocas precámbricas. Las paredes que quedan de las casas en ruinas del pueblo de Hallsands se pueden ver en el extremo de acantilado, al fondo, a la izquierda de la fotografía, frente a las casas nuevas, blancas *(Fotos Fox Ltd).*

pezó a ser un proceso unidireccional. En 1902 la playa había bajado casi 4 m y la erosión del acantilado se había convertido en una amenaza progresivamente creciente. Se retiró el permiso de dragar grava de la zona frontal. Pero ya era demasiado tarde. Las olas de tempestad ya estaban atacando el pequeño pueblo de pescadores de Hallsands, construido en una playa levantada postglacial, y en 1917 sólo quedaban las paredes de unas cuantas casitas destrozadas.

Las corrientes hacia el mar mencionadas requieren un poco de discusión. Cuando las rompientes y los vientos de mar a tierra amontonan agua contra la costa, la subida del nivel del mar debe equilibrarse con corrientes que se alejen de la costa. En principio todas ellas se denominaron colectiva e indiferenciadamente *resaca,* contra cuyos peligros se advertía a los bañistas, en especial en el agua más profunda de las depresiones frontales, donde se había probado que la fuerza de tracción hacia el mar de la resaca era una fuente de peligro, incluso para nadadores muy fuertes. Actualmente se sabe que la mayor parte del agua que se acumularía en la zona de rompientes, encuentra una salida a través de depresiones ocasionales o «collados» en las barras de la zona frontal. Estas corrientes de salida localizadas son mucho más que simples concentraciones de resaca, ya que junto a la costa el flujo no es sólo de agua del fondo hacia fuera, sino también de la mayor parte del agua del fondo del mar a la superficie. Más afuera estas *corrientes de desgarre de las rompientes (rip currents)* (fig. 23.38) se debilitan y se desvanecen en profundidad, pero en superficie o bien pueden mantenerse largas distancias o unirse con otras corrientes que puedan encontrarse longitudinales a lo largo de la costa o transversales de mar a tierra. Vistas desde los acantilados las rip currents parecen a veces largas bandas de paso de agua espumeante y turbia que se extienden bastante mar adentro. Desde la orilla se localizan fácilmente en los puntos donde las crestas de las olas son más bajas de lo normal y donde las rompientes están interrumpidas y son menos activas. En la figura 23.16 se puede

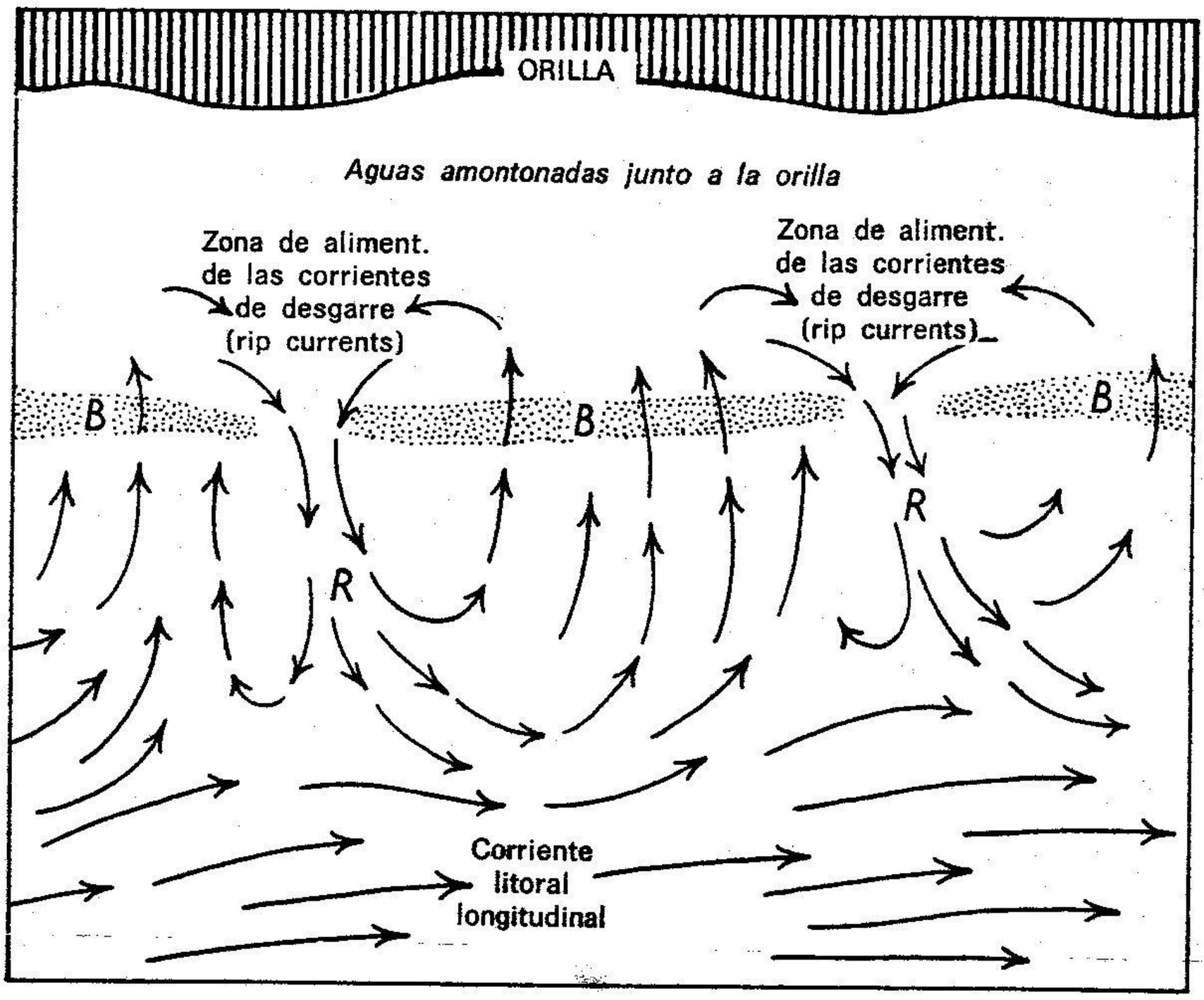


Figura 23.38. Representación esquemática de la relación entre las corrientes de desgarre de una ola rompiente (rip currents), R, y las depresiones en las barras submarinas frontales, B. Las corrientes que aquí se indican son meramente diagramáticas y, como mucho, representan sólo una instantánea de unos sistemas en cambio permanente *(Simplificado de unos diagramas de F. P. Shepard).*

ver un buen ejemplo de este efecto en una rompiente de inmersión. Los nadadores atrapados por una corriente de desgarre no deben tratar de liberarse por sí mismos nadando hacia la costa contra la corriente. Nadando paralelamente a la costa y perpendicularmente a la corriente de desgarre, fácilmente salen de la zona de peligro y pasan a aguas donde las corrientes se dirigen hacia la orilla.

Ya se habrá comprendido que las rip currents son las únicas que tienen facilidad para transportar sedimento hacia el mar. Son mucho más efectivas que las corrientes de marea de tipo medio y que la tan vilipendiada resaca. A todo lo más que llega la resaca es a extender hasta un poco más abajo el movimiento de retirada de la ola en circunstancias especiales. En la dirección opuesta, la tendencia a devolver sedimento a tierra es mucho más fuerte. A partir del momento en que las olas ordinarias tocan fondo, el sedimento del fondo es agitado y zarandeado y, como el movimiento de avance hacia la costa es mayor que el de retroceso hacia el mar, en promedio resulta un ligero avance hacia la orilla, que aumenta en las proximidades de la zona de rompientes y vuelve a aumentar cuando las olas rompientes se transforman en olas de traslación. El movimiento hacia tierra se refuerza con las corrientes de marea entrantes y localmente este refuerzo es muy potente.

Así, globalmente, cualquier migración de material hacia el mar a expensas de la tierra erosionada es sumamente lenta y queda confinada a los tamaños más finos del sedimento. Por lo que respecta a las islas Británicas hay un cierto predominio de ganancia de tierra sobre la pérdida, ganancia que se produce principalmente en llanos de marea, bancos de grava, dunas de arena y marjales salados. Pero a las pérdidas se les da más publicidad debido a que destruyen tierras y propiedades y, en algunos casos, vidas humanas.

No obstante, a todo lo largo de la costa los fragmentos que se acaban de romper se van desgastando constantemente y se reducen de tamaño convirtiéndose en cantos, guijarros y granos. Algunos de los productos finos resultantes de la atrición pueden quedar atrapados por un tiempo en los intersticios de los materiales más gruesos, pero gran parte de ellos son llevados hacia el mar en suspensión por las rip currents. En algún momento dado se depositan en el fondo del mar más allá de la zona de acción de las olas normales y de las corrientes. Después, probablemente permanecerán sedimentados sin sufrir perturbaciones mientras no se produzca un descenso del nivel del

mar, una subida del fondo o una incorporación súbita a una corriente de turbidez (pág. 613).

Para un nivel del mar estable, sería de esperar que los sedimentos del fondo del mar fueran cada vez más finos al aumentar la profundidad, con una secuencia hacia mar afuera de grava, arena, limo y arcilla. En correspondencia con esta secuencia, en estratos de la misma edad geológica se observan cambios laterales de facies que van desde los conglomerados de las antiguas orillas, a areniscas y a pizarras o arcillitas. Pero en el tiempo geológico Reciente el nivel del mar *no* ha sido estable; el nivel del mar de hace 20 000 años estaba a más de 100 m por debajo del actual (fig. 21.5). Casi cada punto de la plataforma continental fue en su momento la orilla del pasado y han quedado bermas y alineaciones de cascajo, así como los sedimentos más gruesos de los ríos alimentados por glaciares, a diversas profundidades; esto supuso un enigma para los primeros oceanógrafos que solían encontrarlos lejos de la costa, donde menos se lo esperaban. Evidentemente, la distribución actual de sedimento en las plataformas continentales es sumamente anormal, y lo debió ser durante gran parte del Pleistoceno. Pero estas anomalías concuerdan con todo lo que ya se sabe de las vicisitudes de la historia pleistocénica.

Playas: transporte a lo largo del litoral

El arrastre de los sedimentos por el litoral se lleva a cabo de dos maneras: por deriva de playa, debida principalmente a la acción de olas oblicuas en la zona frontal y por deriva litoral, más lejos, mediante el transporte debido a las corrientes litorales longitudinales. Cuando las olas avanzan oblicuamente con respecto a la costa, a causa de fuertes vientos, los derrubios son arrastrados playa arriba siguiendo una trayectoria de avance curva. El retroceso de la ola puede tener un leve movimiento hacia adelante al principio, debido a la oscilación del agua en su vuelta al mar, pero tiende a dragar el material hacia abajo por las pendientes más pronunciadas, hasta que es alcanzado por la próxima ola, con la cual se repite el proceso (fig. 23.39). Mediante la continua repetición de este avance en zigzag, arena y guijarros son arrastrados a lo largo de la orilla.

La dirección del arrastre puede variar de tiempo en tiempo, pero a lo largo de muchas costas se efectúa un movimiento acumulativo en una sola dirección, regulada por los vientos predominantes o más efectivos. Un factor secundario que ayuda o impide la deriva a lo largo de la playa es la dirección de avance de la pleamar. A mayor distancia de la costa, los vientos y las olas oblicuos originan corrientes litorales intermitentes y fluctuantes ya que ambos tienen una componente paralela a la dirección general de la costa. Éstas son las corrientes litorales y asimismo pueden ser reforzadas o debilitadas por el ritmo de las mareas. La deriva a lo largo del litoral no está en modo alguno limitada a las inmediaciones de la orilla.

En el canal de la Mancha los vientos dominantes y las mareas entrantes proceden ambos del sudoeste, y la dirección acumulativa de la deriva es hacia arriba del canal a través del estrecho de Dover, hasta casi llegar al estuario del Támesis. A lo largo de la costa oriental de Gran Bretaña la deriva se efectúa principalmente hacia el sur, ya que allí los vientos dominantes son los del nordeste y el flujo de la marea alta avanza desde el norte. Hay algunas excepciones: por ejemplo, la costa norte de Norfolk, al oeste de Cromer, es transversal a la deriva principal, la cual, avanzando oblicuamente respecto a la costa, se desvía al oeste hacia el Wash.

Allí donde se considera conveniente proteger la costa para frenar la deriva de arena y grava, se construyen barreras transversales con respecto

Figura 23.39. Diagrama que representa la deriva de playa. Recorrido seguido a lo largo de una playa inclinada por un guijarro o grano de arena bajo la influencia del avance y de la retirada por la playa de olas oblicuas sucesivas durante la subida de la marea.

Figura 23.40. Deriva de playa impedida por espolones (groynes) en Eastbourne, al nordeste del cabo Beachy, Sussex. La dirección de deriva es nordeste, o sea, canal arriba *(Aerofilms Ltd).*

a la playa, conocidas en el país con el nombre de *groynes* («espolones»). En el lado de donde viene la deriva de playa, el sedimento se acumula y a veces alcanza una altura de un metro o más por encima del nivel de playa del otro lado, donde el sedimento es arrancado, para ser retenido a su vez por el espolón siguiente (figs. 23.40 y 23.41). Los espolones, como las demás estructuras diseñadas para interrumpir el flujo natural de sedimento, tales como los malecones y diques construidos para proteger puertos y desembocaduras fluviales, interfieren en el relleno de playas situadas algo más allá a lo largo de la costa, al cortarles sus antiguas fuentes de suministro. Hasta que estas playas desnutridas no desaparecen no se para la deriva a lo largo de ellas. La costa situada detrás y más allá de ellas, a la cual han estado protegiendo de la erosión, queda así expuesta al ataque cada vez más directo de las olas. Al este de Brighton y Newhaven, por ejemplo, la denudación de los acantilados de la creta (fig. 23.58) ha aumentado mucho desde que se construyeron espolones.

En los Países Bajos estos problemas son de importancia vital. Parece que un suministro de arena a una tasa apropiada da mejor protección cos-

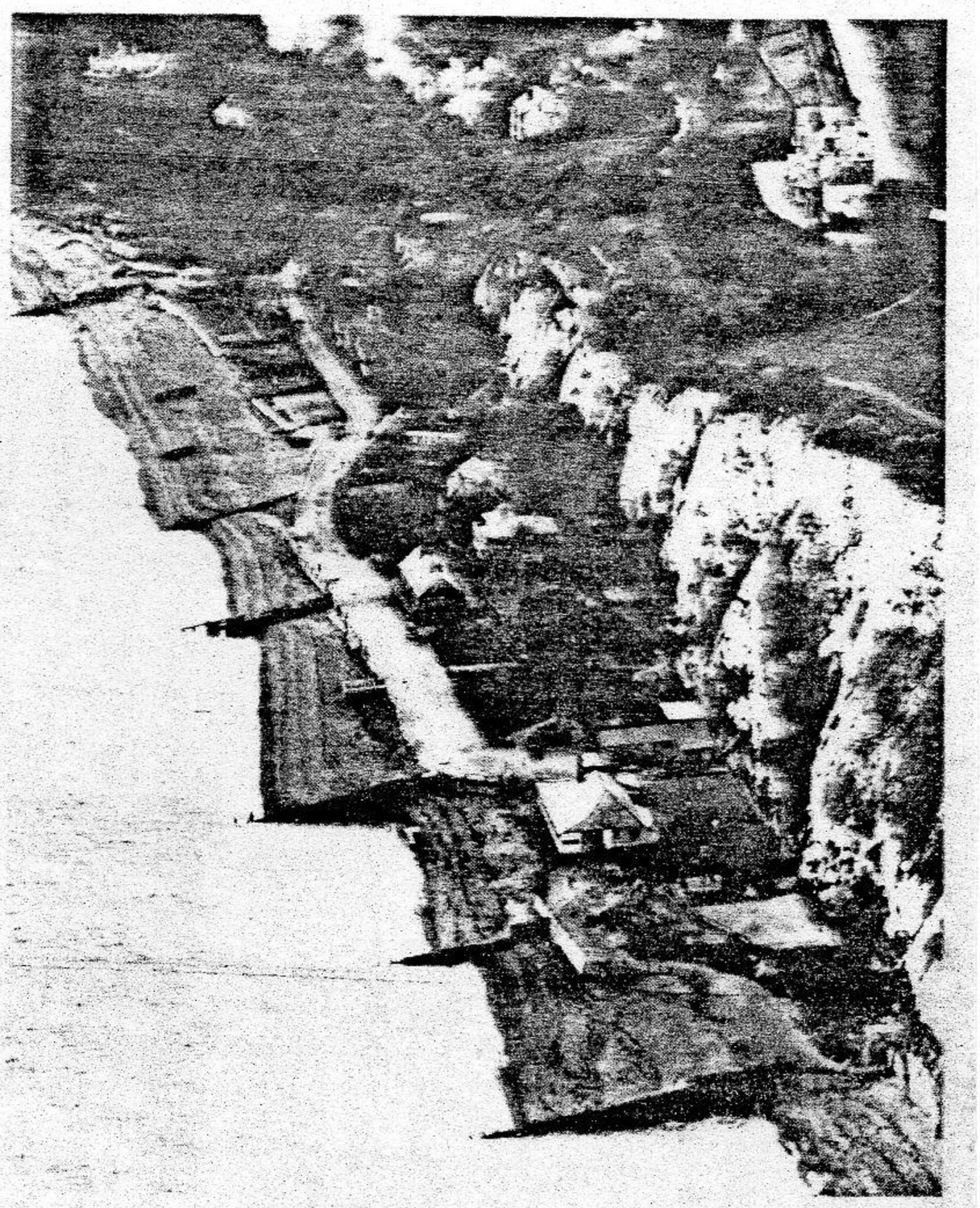


Figura 23.41. Deriva de playa impedida por espolones, bahía de St. Margaret, al nordeste de Dover; se aprecia que la dirección de deriva prosigue canal arriba a través y más allá del estrecho de Dover *(Aerofilms Ltd).*

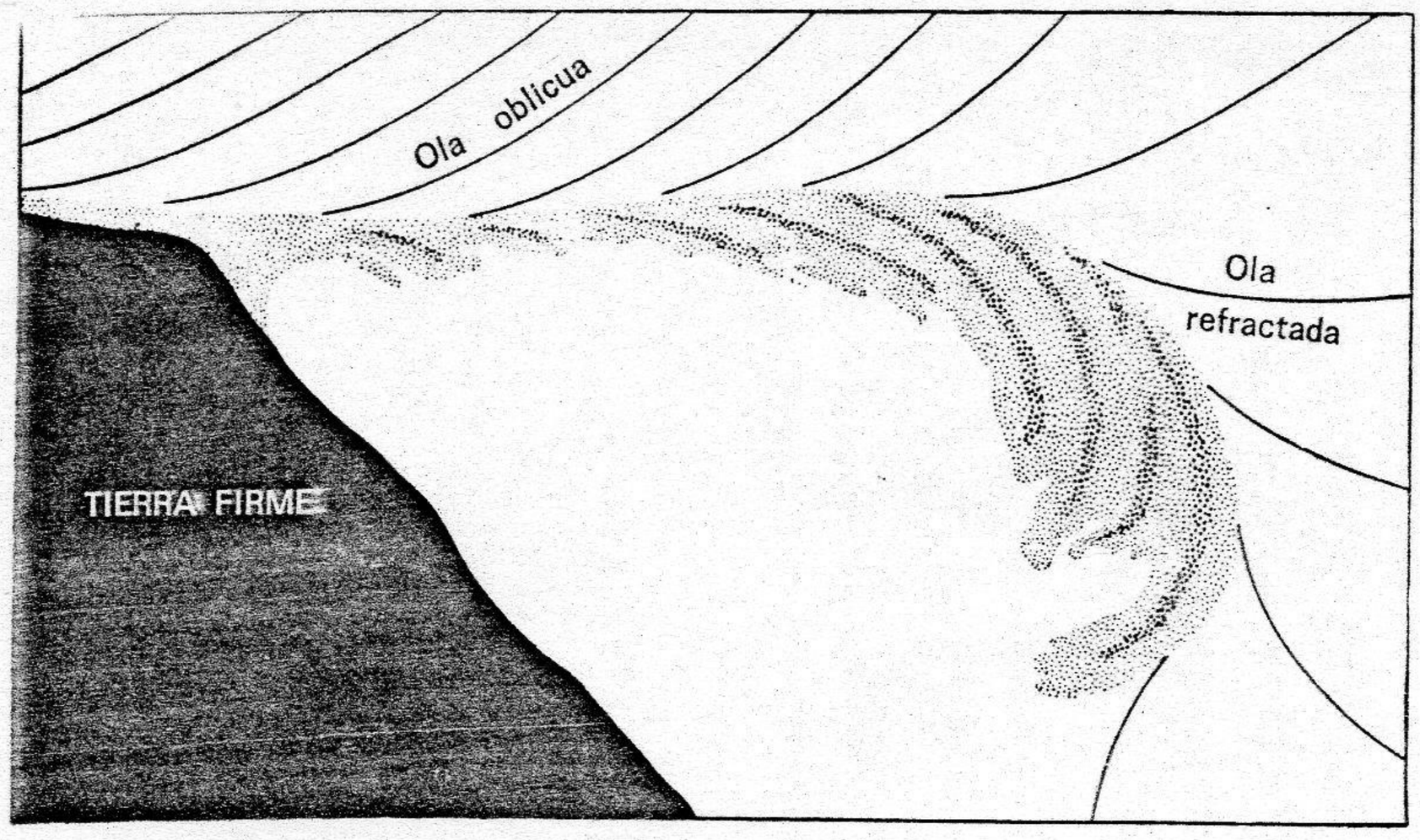


Figura 23.42. Diagrama que ilustra el desarrollo de una flecha en forma de gancho a causa de la refracción de olas oblicuas.

tera que los espolones y los diques marinos. Consideremos un caso simple: si una desembocadura fluvial era transversal a la dirección de deriva se protegía con espolones en el lado de subida del material transportado. Pero esto debilitaba las defensas costeras al otro lado de la desembocadura. Actualmente, la arena que se amontona a un lado se succiona con bombas, se hace pasar por conductos por debajo del río y se trasvasa al otro lado, al lado que pierde arena a causa de la deriva. Así, dejando libre la desembocadura del río, se suministra a la costa su porción natural de sedimento para equilibrar las pérdidas debidas a la deriva de playa.

Flechas de arena y cascajo y cordones litorales

Allí donde hay una deriva de playa activa a lo largo de una costa festoneada, se construyen flechas y cordones litorales, así como playas. Donde la costa forma una curva, a la entrada de una bahía o un estuario, los materiales transportados por la deriva de playa y las corrientes longitudinales a lo largo del litoral se desplazan más o menos en línea recta y parte del material más grueso se deposita en las aguas más profundas situadas más allá. El alfaque así iniciado se eleva gradualmente hasta formar un banco de arena. Éste va creciendo en altura por adiciones que provienen de su conexión con el continente, hasta que se forma un promontorio o montículo de arena o cascajo que surge por encima del nivel del mar en continuidad con la orilla de la cual proceden los aportes de materiales que han contribuido a su construcción. Este camellón va creciendo sin cesar en longitud, mediante sucesivas adiciones de materiales en su extremo, al igual que el terraplén de una vía férrea, hasta que las olas o las corrientes de cualquier otro cuadrante limitan su crecimiento hacia fuera.

Figura 23.43. Flecha en forma de gancho, Duck Point, bahía Grand Traverse, Lago Michigan *(I. C. Russell, Servicio Geológico de los Estados Unidos de América).*

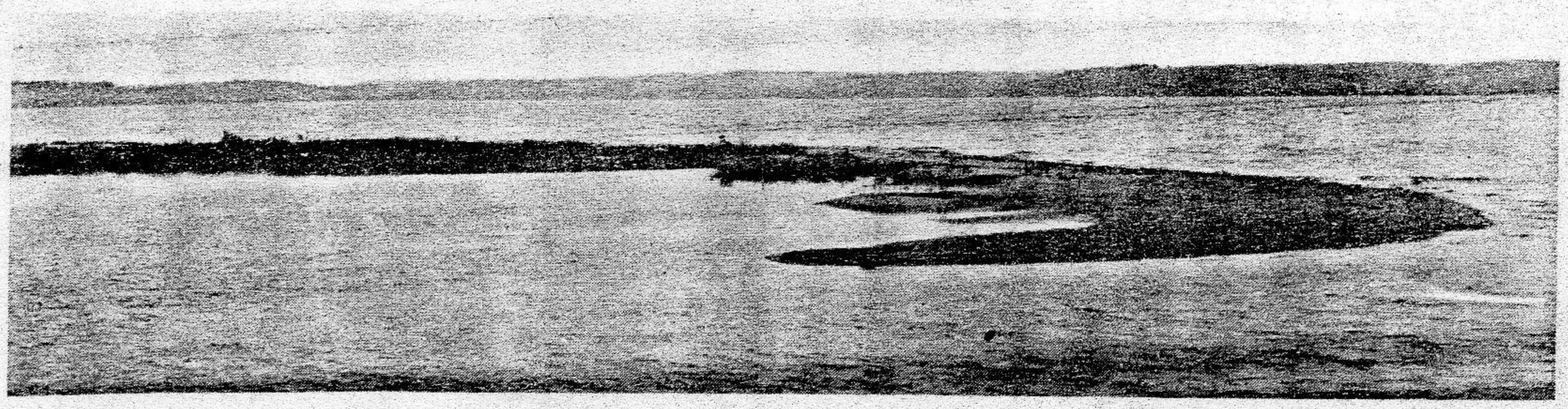
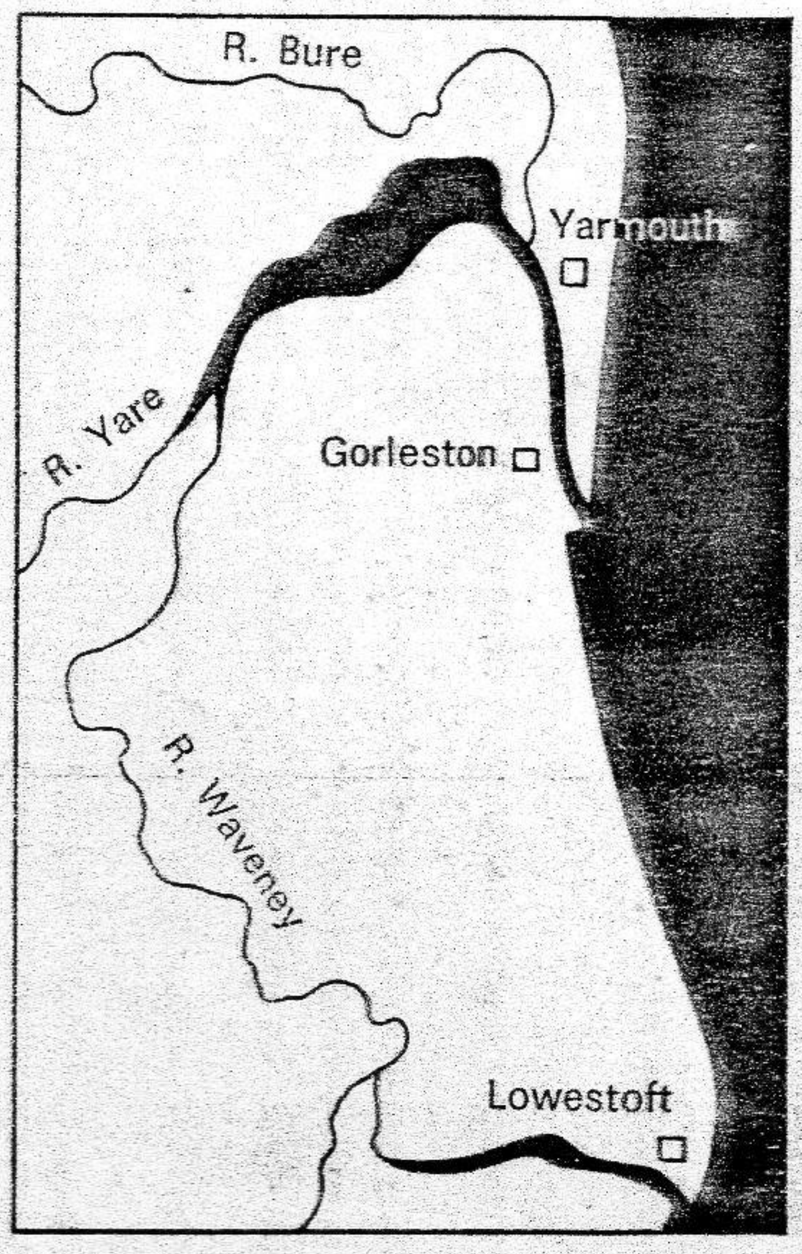


Figura 23.44. Punta Spurn construida por deriva de playa en el estuario del Humber, que forma la continuación de la costa de Holderness, Humberside; mirando al nornordeste (cf. fig. 23.31) *(J. K. St. Joseph).*



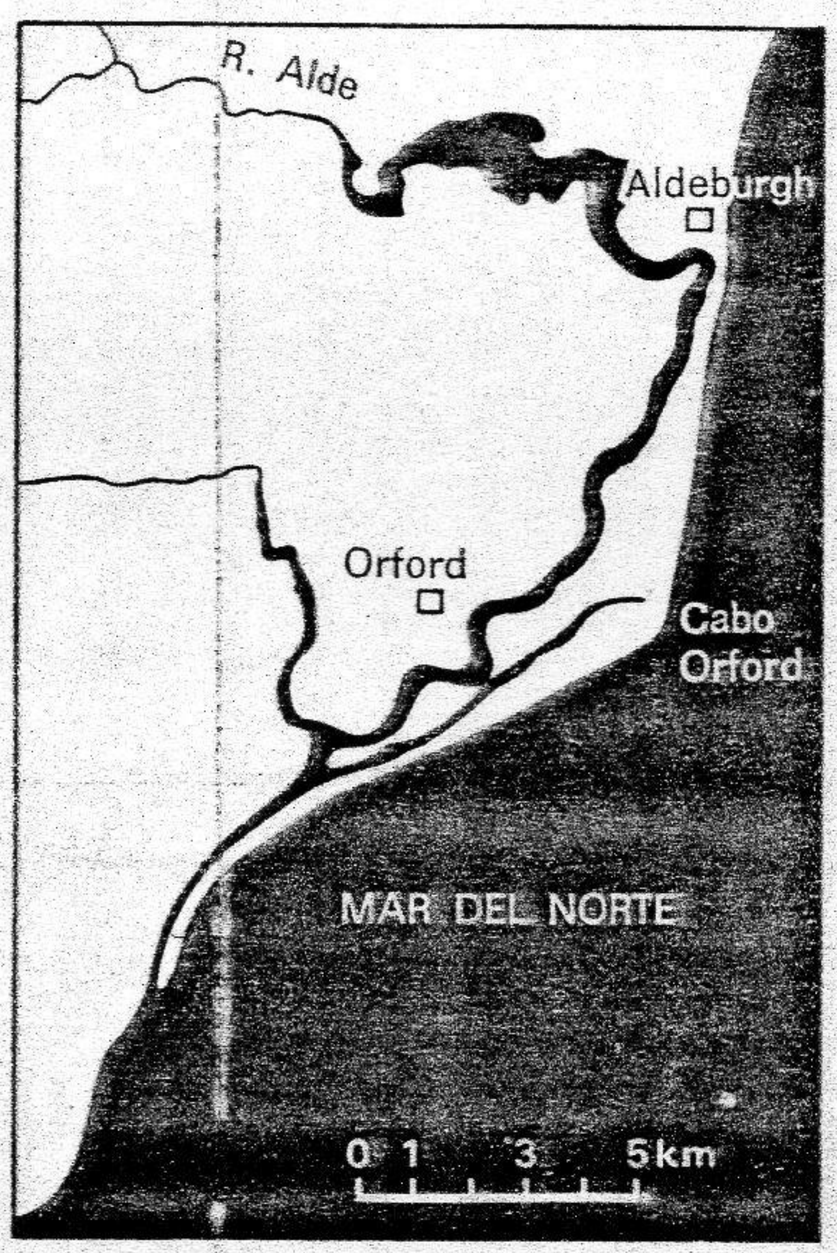


Figura 23.45. Río Yare, Norfolk.

Figura 23.46. Río Alde, Suffolk.

Ejemplos de desviación de río en East Anglia por la extensión hacia el sur de flechas de arena y cascajo. Ambos a la misma escala.

Si este cordón termina en aguas libres se llama *flecha* o *espiga.* Las olas de tempestad hacen rodar y arrojan materiales al lado protegido, especialmente cuando baten perpendicularmente. De este modo algunas flechas tienden a desplazarse hacia tierra, y con frecuencia se curvan durante este proceso. Esta curvatura se produce también por la tendencia de las olas oblicuas a girar rodeando el extremo (es decir, por la tendencia a refractarse) en los parajes donde un poco más allá el fondo del mar desciende rápidamente a una profundidad considerable. De este modo, la flecha o espiga adquiere entonces forma de *gancho* o *cuerno,* tal como indica la figura 23.42. Las corrientes cruzadas pueden ayudar o modificar la formación del gancho y es muy frecuente que las flechas se alarguen por la adición de un cierto número de ganchos sucesivos. Espigas ganchudas de estructuras más simples están presentes en grandes lagos donde no existen mareas y donde las corrientes son insignificantes (fig. 23.43). Esto sugiere que los vientos y olas dominantes son los agentes esencialmente responsables de la curvatura de las flechas.

Un buen ejemplo de flecha curvada es el del cabo Spurn (fig. 23.44), la cual se extiende hacia el Humber en continuidad de alineación según la corriente con la costa de Holderness. Esta última está festoneada casi por todas partes de arena y guijarros que son arrastrados constantemente de norte a sur y hay un aporte constante de materiales frescos gracias a la rápida erosión de la costa. Casi todos los materiales transportados (el 97 por ciento) son llevados más allá del cabo Spurn y obstruyen el estuario con bancos de arena en su recorrido hacia la costa de Lincolnshire, donde la mayor parte de ellos se incorporan a la llanura costera que crece hacia el mar.

El arrastre hacia el sur es también muy activo a lo largo de la costa oriental de Norfolk y Suffolk. Hace diez siglos, las arenas de Yarmouth estaban ya desparramadas transversalmente en el estuario del Yare, formando una obstrucción que desvió el río hacia el sur (fig. 23.45). Entonces la flecha siguió creciendo hacia el sur, acercándose a la costa todo lo posible, con lo que el río quedó confiando entre ella y tierra firme. En 1347, la punta de la flecha y la desembocadura del río al-

Figura 23.47. Desviación del río Alde, al sur de Aldeburgh, por el desarrollo hacia el sur de la flecha de Orford, Suffolk *(Aerofilms Limitada).*

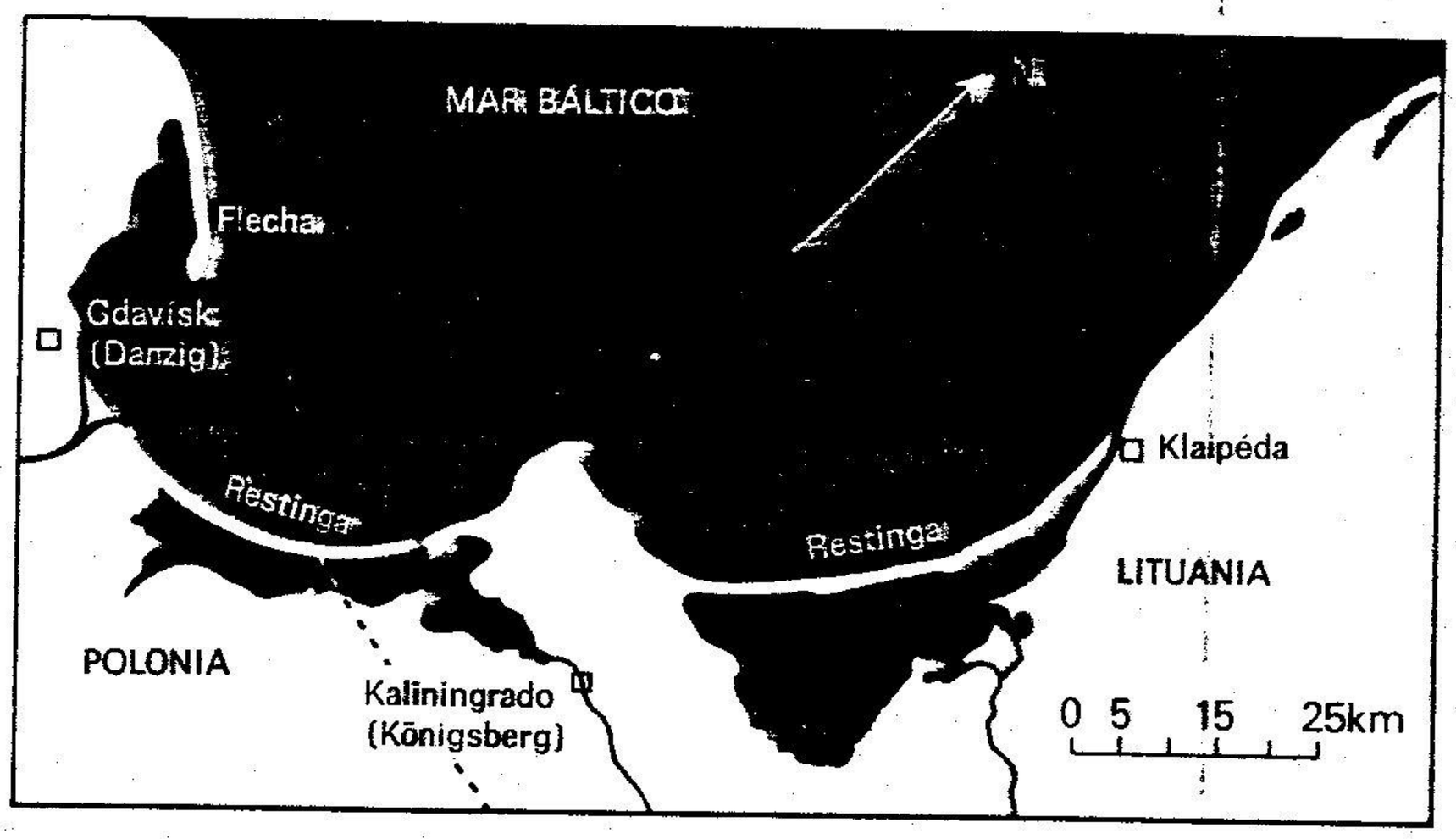


Figura 23.48. Flecha al norte de Gdansk (Danzig) y dos restingas (baymouth bars) suavemente curvadas que cierran extensas lagunas a lo largo de la costa sudoriental báltica de Polonia y Lituania (Actualmente en la Unión Soviética se llaman Kaliningrado y Klaipeda las ciudades de Könisgsberg y Memel).

canzaban Lowestoft. Sin embargo, a partir de 1560, se ha mantenido una desembocadura artificial en Gorleston, donde termina actualmente la flecha. La parte truncada hace mucho que ha derivado hacia el sur. En Aldeburgh, a medio camino entre Lowestoft y Harwich, la flecha más larga de la costa oriental ha desviado análogamente la desembocadura del río Alde (figs. 23.46 y 23.47).

Una *barra (bar), playa de barrera (barrier beach), cordón litoral* o *restinga (baymouth bar)* se extiende entre dos cabos o algo parecido. Cuando la bahía interior queda del todo encerrada se convierte en una albufera, o bien, si recibe cursos de agua de tierra, en un lago litoral. Pero lo más corriente es que el drenaje de salida al mar se produzca a través de un canal estrecho y profundo que se mantiene abierto por un activo dragado efectuado por las mareas. Entre Gdansk y Memel (Klaipeda), en la costa sudeste del Báltico, hay dos restingas muy largas, cubiertas de dunas de arena, con extensas lagunas de marea del lado de tierra (fig. 23.48).

Una barra que conecta una isla con tierra firme o con otra isla se llama un *tómbolo*. El nombre deriva de un ejemplo italiano de un tómbolo doble, a 130 km al noroeste de Roma, donde una isla rocosa alta está unida a la costa adyacente por un par de bancos de cascajo entre los que se encuentra una ancha laguna somera.

Sin duda el ejemplo más impresionante de cordón litoral de cascajo en Gran Bretaña es la Chesil Beach (fig. 23.49). A lo largo de unos 10 km al sudeste de Bridport, la costa está bordeada por una playa. Cerca de Abbotsbury la costa se retira y en los 13 km siguientes la playa prosigue frente a la laguna litoral del Fleet a modo de restinga de más de 6 m de altitud (fig. 23.50). Finalmente, convirtiéndose en un tómbolo, cruza el mar en un estrecho de más de 3 km hasta la isla de Portland, la cual se encuentra de este modo unida a tierra firme (fig. 23.36). Chesil Beach es una estructura compuesta; su cascajo se ha acumulado desde fuentes locales y por deriva desde cada uno de sus extremos. En el extremo noroeste, hay guijarros o rocas de Cornualles y de Devon; el cascajo del extremo sudeste contiene piedras más gruesas que han sido suministradas por el promontorio de Portland. Entre ambos extremos los materiales son principalmente residuos de una tierra erosionada, ahora sumergida, que antes se extendía frente al Fleet, cuando el nivel del mar era mucho más bajo. Aunque hacia el extremo de Portland el cordón se eleva hasta la altitud bastante excepcional de 13 metros, el mar salta algunas veces por encima de él durante las grandes galernas y penetra en la zona baja de detrás a través de brechas. Después de haber sido destruidas dos aldeas en 1824, el más grave desastre de este género ocurrió a fines de 1942, cuando la vía férrea entre Portland y Weymouth fue arrasada parcialmente y quedaron inundadas las partes más bajas del propio Portland. De hecho la playa está migrando muy lentamente hacia el Fleet, como resultado acumulativo de su alineación casi exactamente perpendicular tanto a la dirección de los vientos dominantes promedio como a la de máxima extensión de barrido del viento *(fetch)* (figu-

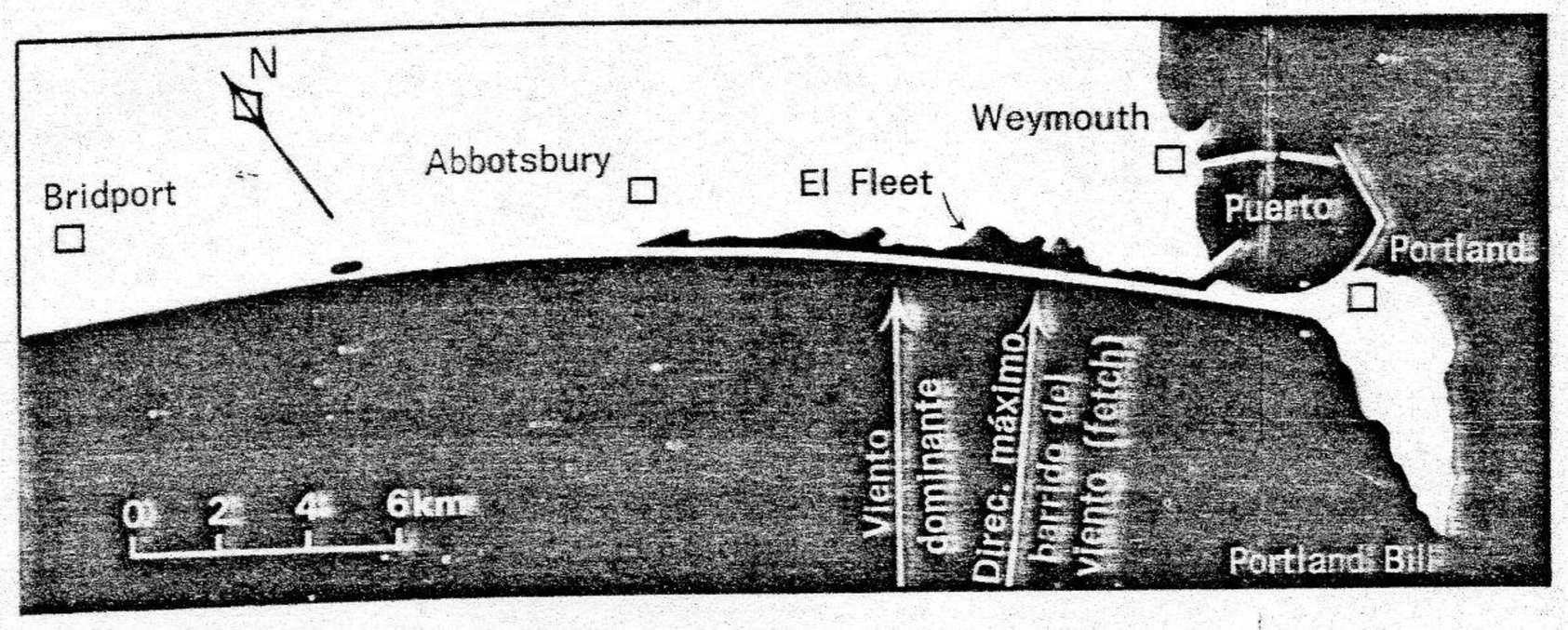


Figura 23.49. Mapa de la Chesil Beach, Dorset.

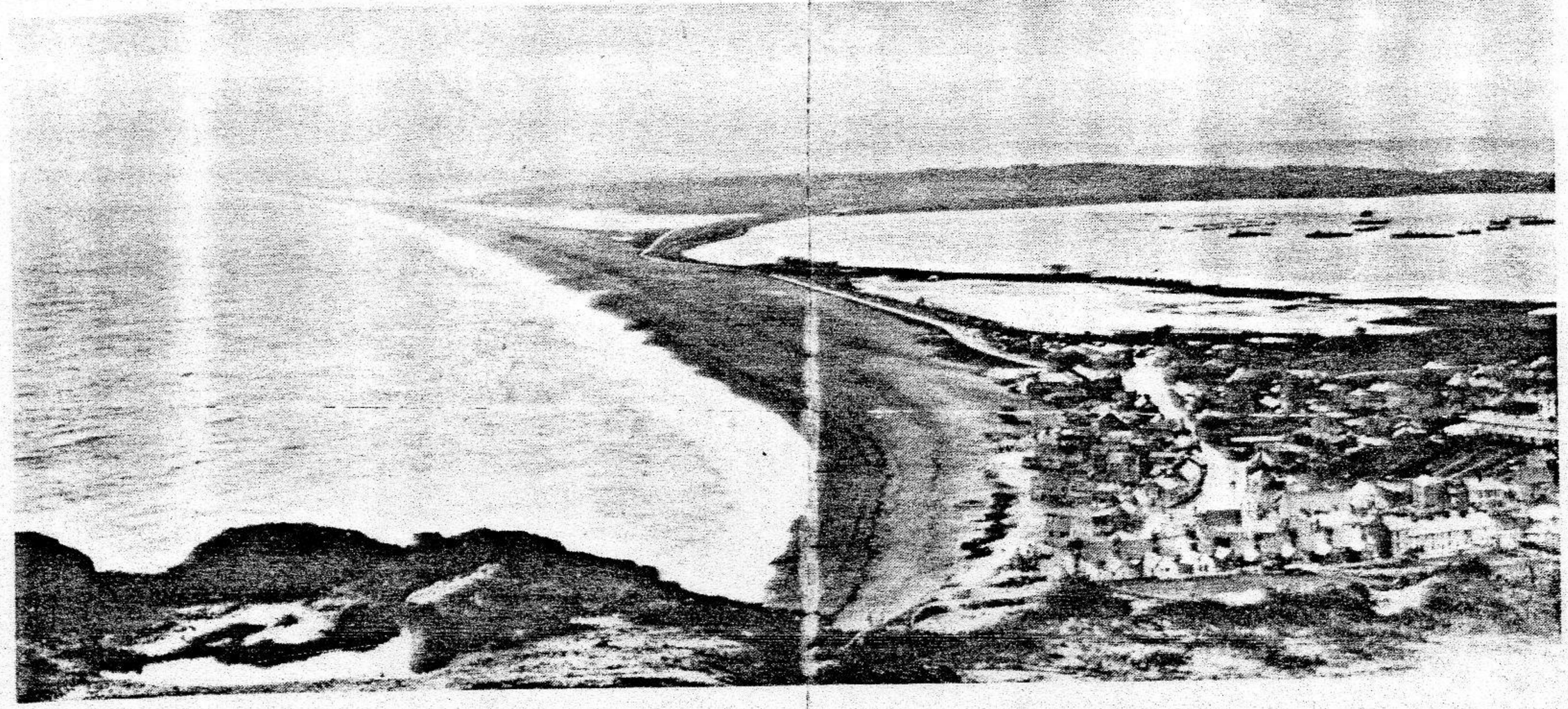


Figura 23.50. Chesil Beach, Dorset, vista desde el acantilado occidental, Portland (véase también la fig. 23.36) *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

ra 23.49). Esta disposición es de gran estabilidad, ya que los cordones de la playa están encarados transversalmente a las más potentes tormentas y de este modo la deriva litoral se reduce al mínimo.

Debido a la tendencia de las flechas unidas a tierra firme a prolongarse en la dirección de ésta o a curvarse hacia dentro en dirección a la costa si el agua se hace más somera en esta dirección, como suele ocurrir, es excepcional que las estructuras formadas por las olas giren bruscamente alejándose de la dirección general de la línea de costa. Cuando lo hacen, el cambio de dirección puede ser debido a la disminución de la profundidad del agua mar afuera, como al dirigirse a una isla o banco. Pero en algunos ejemplos parece que el cambio es, por lo menos en parte, una reacción frente la dirección promedio según la cual se aproximan las olas de tempestad que construyen el cordón. Ésta, a su vez, depende de las direcciones de los vientos dominantes y del máximo barrido del viento *(fetch)*. Pero el mecanismo particular implicado a menudo es un enigma, como en el caso de Dungeness.

Dungeness es un saliente triangular de cordones litorales que constituye el borde marino del Romney Marsh, marjal colmatado y robado al mar que había sido una ancha bahía entre la terminación de los acantilados cerca de Fairlight (al este de Hastings) y Hythe (fig. 23.51). Durante la invasión danesa del año 893 una flota de 250 barcos zarpó de entre Lydd y Appledore. Un mapa antiguo, del año 750 aproximadamente, muestra que Lydd estaba entonces por lo menos a 1,6 km al oeste del mar, lo que sugiere que los invasores aprovecharon una vía en la barra de cascajo, posiblemente el emisario del río Rother, que entonces probablemente llegaba al mar cerca de la localidad donde se encuentra la actual New Romney. En el año 750 Dungeness ya estaba claramente definido, como lo indica la figura 23.51, y ya tenía, como ahora, una forma saliente del tipo es-

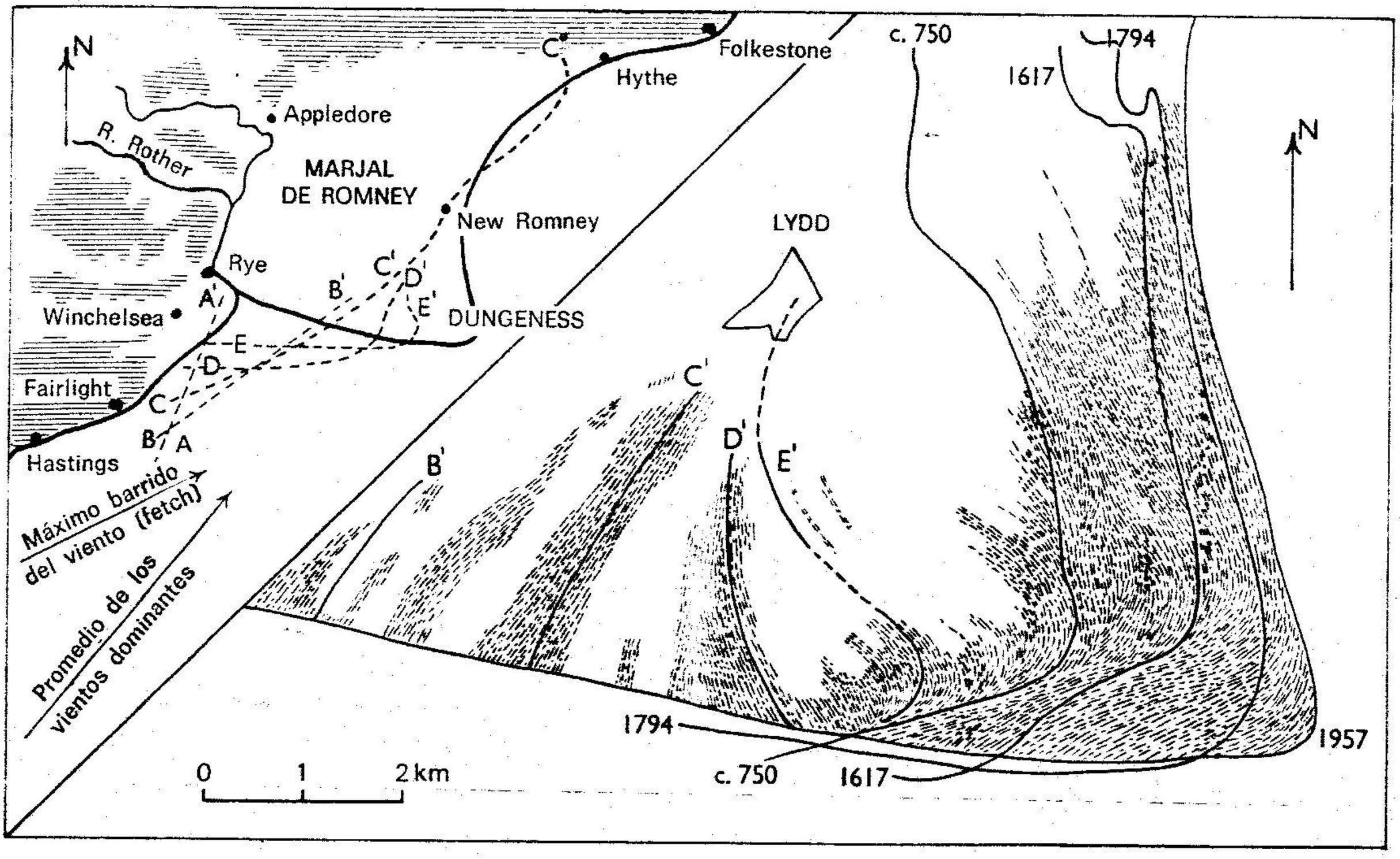


Figura 23.51. Mapa de Dungenes que muestra el patrón y la secuencia de disposición de los cordones de grava hasta 1957. El contorno obtenido en la revisión de 1967-68 sugiere que Dungeness sigue progresando hacia el este. La escala es aproximadamente unas seis veces la del mapa regional de la izquierda. Este último muestra el marjal de Romney y la zona más elevada (sombreado horizontal) que lo rodea por el norte y el oeste. También se ilustra la hipótesis de Lewis (1932) del desarrollo de Dungeness tal como se describe en el texto *(Según W. V. Lewis y W. G. V. Balchin).*

pecial de construcción llamado *cabo de arena* o *cabo en cúspide (cupsate foreland).*

La mayoría de cabos de arena en punta (como el cabo Hatteras, fig. 23.52) son los puntos de acumulación en los que se han encontrado dos flechas curvadas. De acuerdo con esta visión, originariamente se supuso que Dungeness representaba el punto de encuentro de la deriva de playa canal arriba con la que bajaba por la costa este y a través del estrecho de Dover. Pero es fácil ver que esta idea no se sostiene. Los dos lados marinos del triángulo se comportan de un modo bien diferente: mientras el lado sur ha estado retrocediendo ante el ataque del oleaje, el lado este se ha ido acumulando visiblemente. El propio cabo ha avanzado casi 2,5 km durante los últimos doce siglos. Además, el amontonamiento de grava contra los espolones que se ve en la figura 23.41 muestra que la deriva canal arriba sigue dominando más allá del estrecho de Dover y sigue a lo largo de la costa este de Kent, produciendo acumulaciones entre Deal y la isla de Thanet, «isla» que por consiguiente ya no justifica su antiguo nombre.

Las barras de tormenta más antiguas que se pueden observar son las occidentales. W. V. Lewis supone que el primer estadio estuvo representado por una flecha o barra que se extendía desde donde entonces terminaban los acantilados, o sea, desde A, situado en algún punto del sur de Fairlight, a A′, cerca de Rye (véase el mapa a pequeña escala de la fig. 23.51). En estadios posteriores esta dirección AA′ empezó a girar a BB′, luego a CC′, y así sucesivamente, hacia la dirección actual que se aproxima mucho más a la perpendicular a la dirección dominante de avance del oleaje de tormenta y, por lo tanto, a la estabilidad. La flecha más antigua probablemente data del Neolítico, cuando la subida flandriense del nivel del mar alcanzó su máxima altura. Posteriormente se produjo una ligera emersión y, mientras

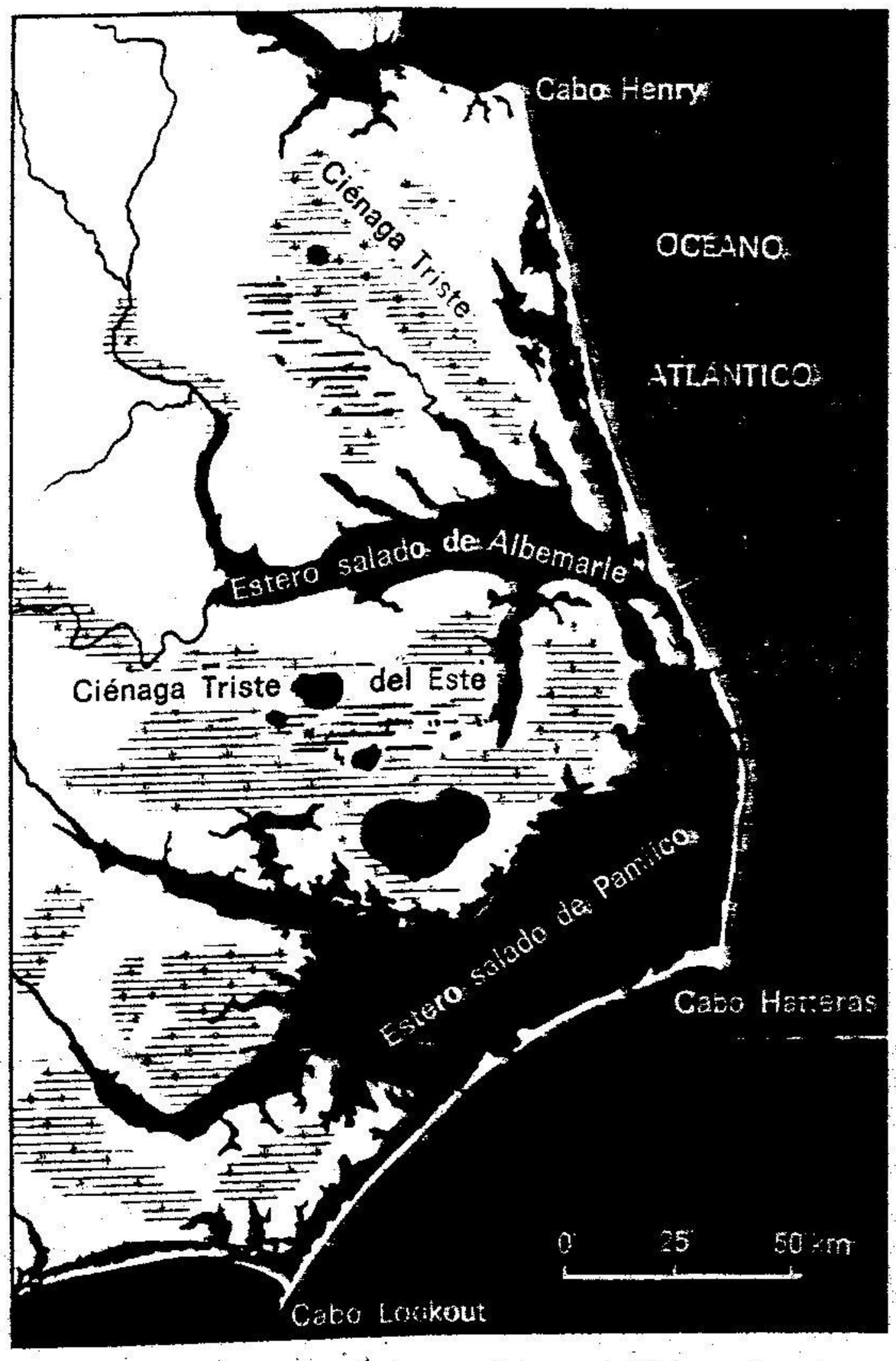


Figura 23.52. Barras de mar abierto (offshore bars) e islas barrera (barrier islands). con lagunas, esteros salados (sounds) y ciénagas detrás, a lo largo de la costa de Carolina del Norte, Estados Unidos de América.

los acantilados iban retrocediendo por erosión, la flecha que se alargaba se convirtió en una barra que se debía extender desde CC′ por las acumulaciones de cascajo próximas a New Romney hasta las próximas a Hythe, C″, con un canal de marea intermedio para el desagüe del Rother y de otros cursos de agua de tierra. Pero como ahora no afloran alineaciones de grava entre Lydd y New Romney, también es posible que D′ o E′ estuvieran conectados con C″. Cuando Julio César tomó tierra cerca de Hythe, la posición alcanzada probablemente era próxima a la marcada como E′. Desde entonces, a partir de mapas antiguos, se puede datar una serie de etapas sucesivas que llevan al último reconocimiento de 1957.

Desgraciadamente, la historia prerromana esbozada es sólo hipotética. Las numerosas explicaciones dadas para el desarrollo tanto anterior como posterior no son lo bastante convincentes, sobre todo porque hay muchísimas barras que *no* se han convertido en estructuras como la de Dungeness. La única conclusión a la que llega Guilcher es la de que ciertamente Dungeness es una de las «verdaderas maravillas de la naturaleza». Y seguirá como tal hasta que se hayan descubierto los factores que faltan y que están implicados en su evolución.

Barras de mar abierto e islas barrera

Las costas atlántica y del golfo de México de los Estados Unidos están bordeadas por largos tramos de cordones litorales *(barrier beaches)* que están separados de tierra firme por lagunas o prolongaciones del mar, exceptuando los casos en los que localmente están unidos a cabos (fig. 23.52). Son las *barras frontales* o *de mar abierto (offshore bars)* o, si son discontinuas en ambos extremos, las *islas barreras (barrier islands)*. Mientras se consideraron rasgos característicos de costas de emersión, no fue fácil comprender su modo de origen. En principio se pensó en un llano costero casi plano que pasaba a ser una ancha zona de mar abierto de agua poco profunda. Así, de acuerdo con el principio ilustrado en la figura 23.34, el sedimento suelto del fondo del mar debería ser transportado hacia tierra para restablecer el perfil de equilibrio apropiado. Para hacerlo, las olas deberían empezar a dragar el fondo desde varios kilómetros de distancia de tierra firme, y como perderían mucha energía al atravesar los bajos, las partes más gruesas del sedimento agitado caerían al fondo antes de llegar a la orilla. Así la base de asentamiento de un montículo o banco quedaría aguas afuera, pero entonces la dificultad estriba en explicar cómo pudo ir acumulándose hasta convertirse en una barra con su cresta sobre el nivel del mar. Tan pronto como cualquier estructura submarina alcanza cierta altura es barrida por las rompientes y se transfiere material del lado del mar al de tierra de la estructura. De este modo la barra submarina avanza hacia la orilla. Y sigue siendo una barra submarina hasta que al fin se une a la costa o a un cabo y se convierte en una playa o en una barra de bahía *(bay barrier)* y deja de ser una estructura «de mar abierto».

Figura 25.53. Miami, Florida, Estados Unidos de América, con su barra de mar abierto (Offshore bar) y su laguna de aguas someras *(Fairchild Aerial Surveys Inc).*

La figura 23.52 muestra que la costa ilustrada es claramente de inmersión, no de emergencia. Una perforación realizada en cabo Hatteras atravesó unos 3000 m de sedimento marino (del Reciente al Cretácico inferior) antes de penetrar una superficie terrestre precretácica de rocas precámbricas. Este cordón de mar abierto se ha estado hundiendo casi continuamente durante más de 100 millones de años. Pero pensando en los cambios pleistocénicos de nivel del mar, las dificultades pueden superarse. Hace 20 000 años, la línea de costa se situaba a gran distancia de la actual sobre la plataforma continental, donde probablemente estaba festoneada de playas con alineaciones de tempestad ya situadas bastante por encima del nivel del mar. Cuando éste subió, las antiguas playas siguieron avanzando, manteniéndose en contacto con la costa allí donde la tierra interior era suficientemente alta, pero perdiendo contacto donde la superficie del lado de tierra quedaba por debajo del nivel del mar de la época, como ocurre actualmente en muchos sitios (fig. 23.52).

Las famosas playas de Florida de Daytona, Palm Beach y Miami son barras de mar abierto que actualmente están próximas a tierra (fig. 23.53) y en algunos lugares están conectadas a tierra. En la figura 23.54 se ilustra una de una larga serie de barras de mar abierto y barreras costeras *(coastal barriers)* que se extienden a lo largo de la costa sudeste de Islandia. Esta costa es bastante compleja debido a que en ella se están acumulando rápidamente derrubios fluvioglaciales procedentes de los glaciares de Vatnajökull (véanse las figuras 3.5 y 12.9). Las barras de mar abierto representan el retorno desde el fondo del mar de parte de los derrubios que se soltaron de tierra cuando el nivel del mar era más bajo.

Clasificación de las costas

Valentin (1951) clasificó las costas en costas de *retroceso* o *retrogradación* y costas de *avance* o de *progradación;* esta clasificación tiene la ventaja práctica de que se basa principalmente en el criterio de pérdida o ganancia de tierra. Se puede producir pérdida por inmersión o por erosión y el retroceso de la costa tiende a ser máximo si ambos procesos actúan combinados. Análogamente, se puede ganar tierra por emergencia o por acumulación en procesos constructivos tales co-

Figura 23.54. Playa de barrera de mar abierto (offshore barrier beach) con lagunas y llanos de avance de las olas en Vatnajökull, tras la bahía Lon, sudeste de Islandia *(L. Hawkes)*.

mo la deposición, y el avance costero tiende a ser máximo cuando cooperan ambos procesos. Pero existen muchas costas en las cuales los procesos operantes son contrapuestos; entonces el dominante es el que determina el resultado, o sea el que, considerando un período de años suficientemente largo, la costa avance o retroceda.

Valentin expresa su clasificación gráficamente en un diagrama del cual la figura 23.55 es una modificación. El eje vertical a través de O representa emergencia en el lado positivo (hacia arriba) e inmersión en el negativo (hacia abajo). La tasa de avance o retroceso costero es proporcional a la distancia a O. Análogamente, el eje horizontal representa acumulación en el lado positivo (a la derecha) y erosión en el negativo (a la izquierda). Avance y retroceso alcanzan su máximo en puntos tales como A y R de la diagonal AOR. La diagonal perpendicular a ella, ZOZ′, representa una línea «cero» a lo largo de la cual puntos como P tienen componentes iguales de ganancia por emergencia, P′, y pérdida por erosión, P″; o a lo largo de la cual puntos como Q tienen componentes iguales de pérdida por inmersión, Q′, y ganancia por acumulación, Q″. ZOZ′ representa condiciones de equilibrio en las cuales, en pro-

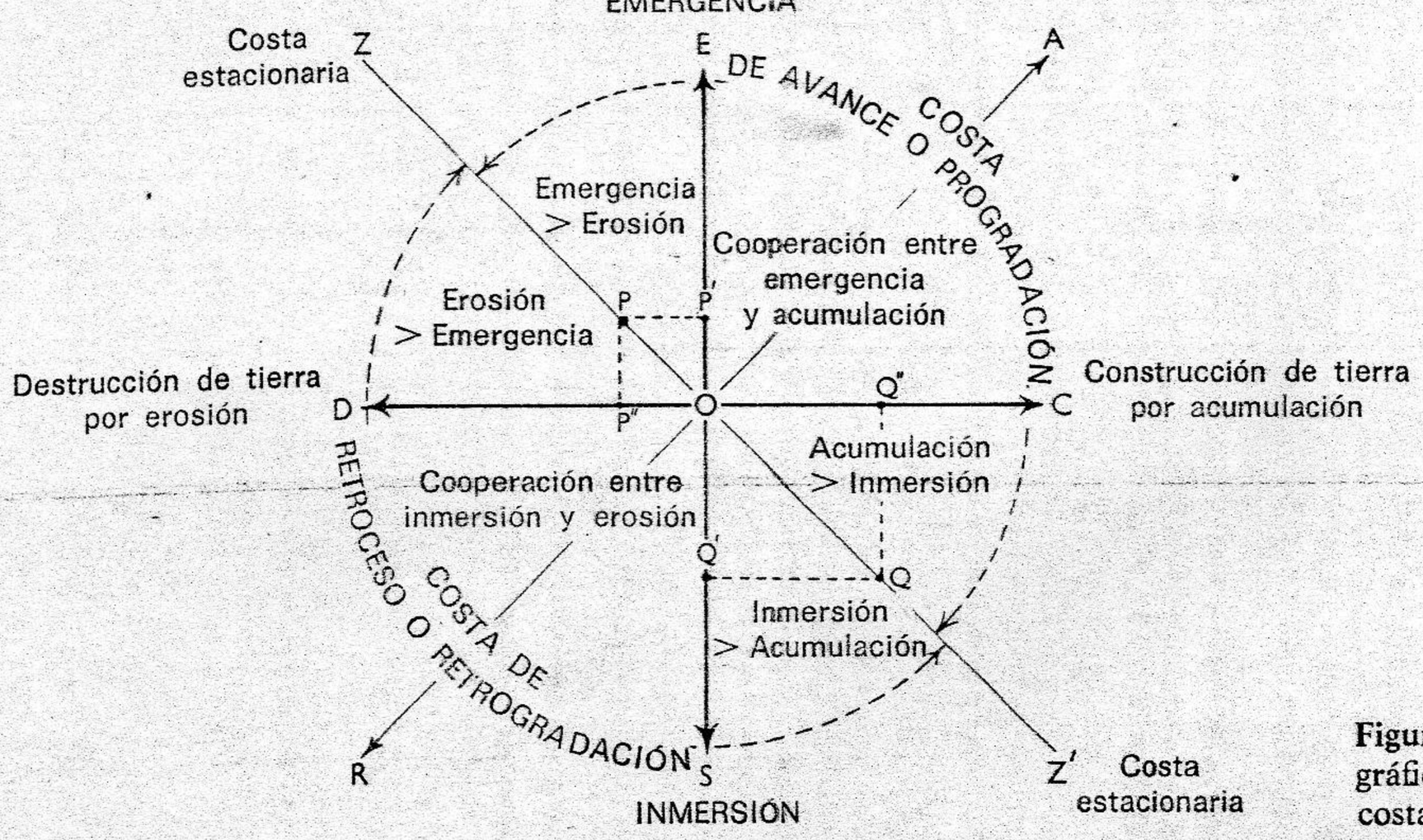


Figura 23.55. Representación gráfica de la clasificación de costas de H. Valentin.

medio, la costa se mantiene estacionaria, en el período que se considera.

La importancia de considerar el tiempo se ilustra muy bien en el crecimiento intermitente por acumulación del llano costero próximo a Cayena, Guayana Francesa. En los trópicos, los manglares se extienden activamente sobre la zona de mareas de costas bajas fangosas —en especial en los estuarios— formando una maraña impenetrable de raíces interconectadas que proporcionan abrigo a inmensas multitudes de organismos. Prácticamente todo el sedimento arrastrado por la pleamar queda atrapado y así el cenagal del manglar sigue autoextendiéndose mar adentro a través de lo que antes fue un mar somero. En la Guayana Francesa este crecimiento por acumulación ha aumentado entre 10 y 16 km la extensión de algunas partes del llano costero desde que se hicieron los primeros reconocimientos de la zona en 1751. Pero el avance no ha sido siempre continuo. Con el transcurso de los años se ha ido comprobando que existe una periodicidad misteriosa y todavía no explicada. La corriente norecuatorial fluye desde el sudeste casi paralelamente a la costa, llevando consigo el limo y la arcilla procedentes de la desembocadura del Amazonas que quedan atrapados entre los manglares. Lo curioso aquí es que el crecimiento por acumulación dura once años y es más rápido hacia mediados del período; pero luego, los manglares más externos empiezan a secarse, dejando que el barro desprotegido sea transportado por la retirada de las olas y arrastrado más lejos a lo largo de la costa. Esta fase también crece y se desvanece en un período de once años. La variación de la periodicidad es poca y rara vez ha llegado a ser de un año. Hubo una fase de acumulación y avance costero desde 1947 a 1958, pero en 1962 el mar iba ganando espacio a expensas de las orlas cenagosas de manglares. Es posible que la alternancia tenga algo que ver con cambios cíclicos en las aguas de la corriente ecuatorial. Podría tratarse de variaciones de la salinidad, de la abundancia de elementos traza que actúan como fertilizantes, o de desarrollos masivos periódicos de microorganismos dañinos para los manglares. Pero en todo caso ¿por qué esta periodicidad? Queda tanto por descubrir que es inútil hacer conjeturas.

Costas de retroceso

Ya se ha hablado y se han dado muchas ilustraciones de la existencia generalizada de costas actuales de inmersión (como las figs. 23.1, 23.4, 23.56, 23.60). A escala regional, uno de los ejemplos más notorios de una superficie terrestre sumergida, con valles inundados que todavía pue-

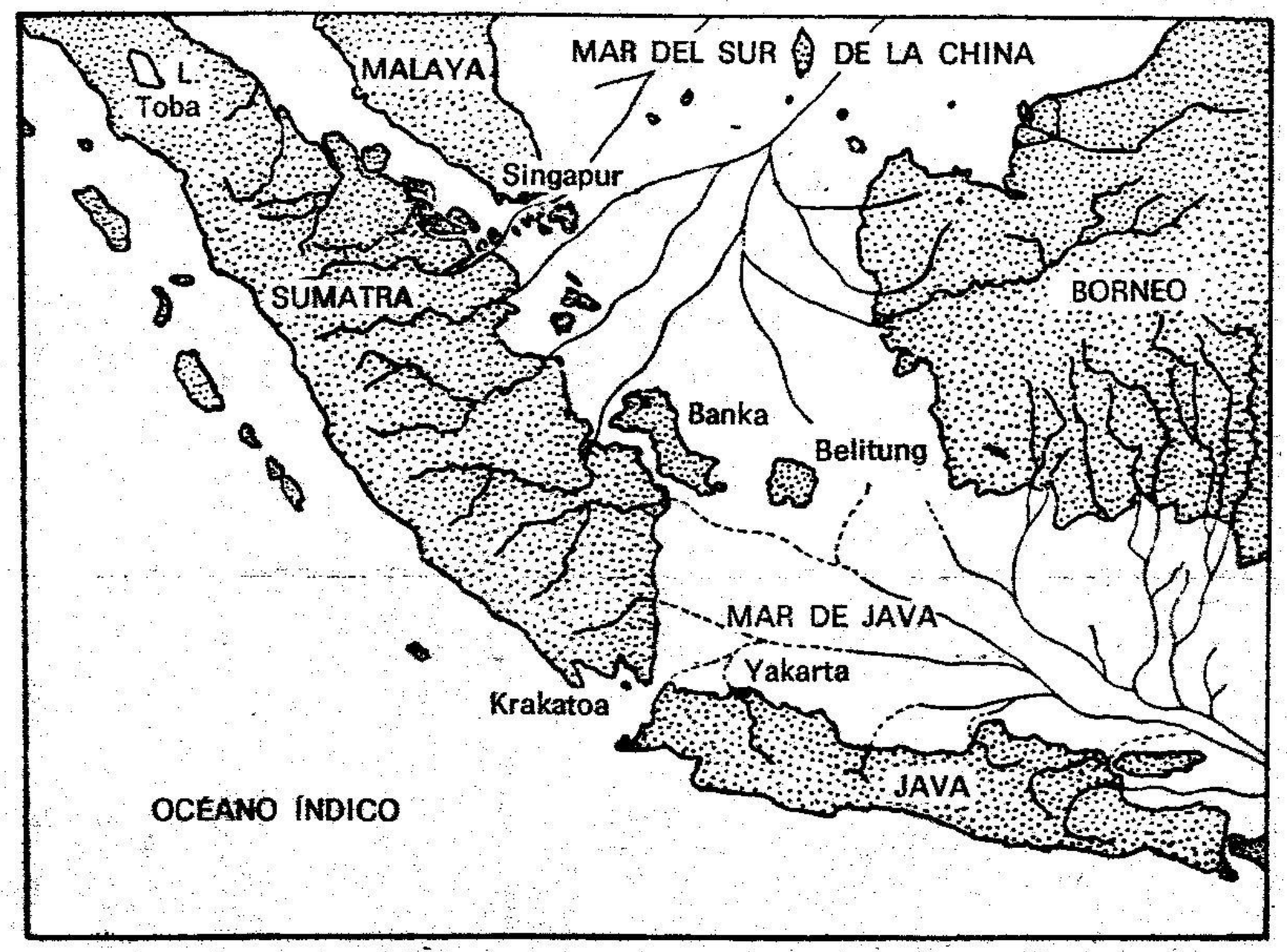


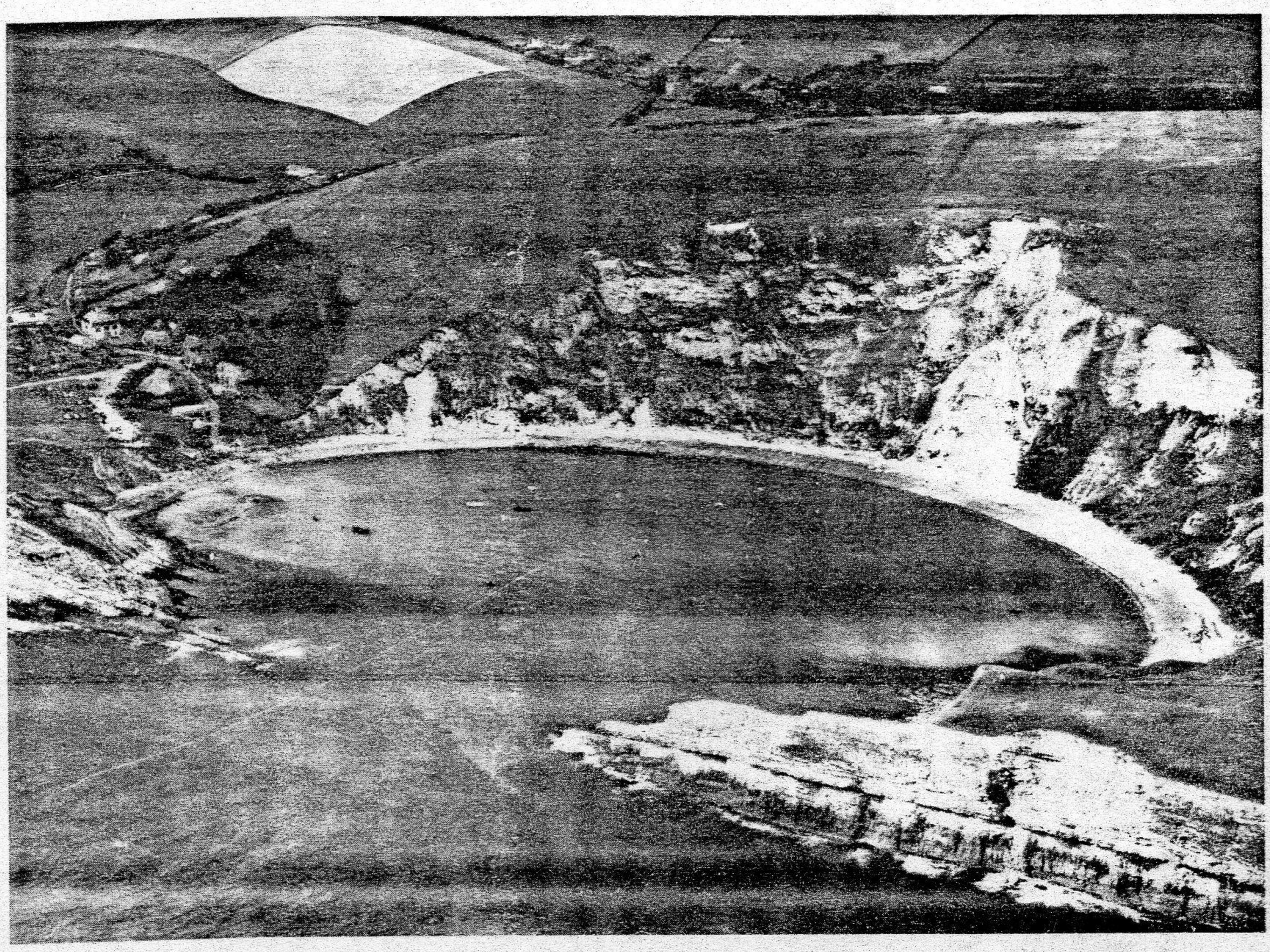
Figura 23.56. Mapa que muestra el sistema fluvial sumergido del Sudeste asiático aún identificable en las partes más someras de los mares de Java y del sur de China *(Según J. H. F. Umbgrove).*

den identificarse en el fondo del mar, es el que inicialmente conectaba Malaya con las islas de Sumatra, Java, Borneo y muchísimas otras menores. Los actuales valles truncados y desmembrados se pueden seguir hasta profundidades de unos 100 m en el mar del sur de China y el mar de Java, y tal como se aprecia en la figura 23.56 se reúnen en un pequeño número de sistemas fluviales. Conexiones terrestres de este tipo deben haber existido varias veces durante el Pleistoceno.

Otro importante puente, intercontinental, conectaba Asia y Norteamérica durante las fases de nivel del mar bajo. Siberia y Alaska estaban unidas por el estrecho de Bering cuando el mar estaba unos 46 m o más por debajo de su nivel actual, o sea, hace unos 10 000 años la última vez. En general se ha supuesto que el hombre, así como un gran número de plantas y animales emigraron y llegaron por vez primera a Norteamérica por esta vía. Ahora que ya se sabe que las partes más profundas del estrecho y del mar de Chukchi, al norte, no están a más de 55 m bajo la actual superficie, no hay duda de que durante largos intervalos del Pleistoceno el puente intercontinental —de tipo tundra, pero no glaciado— tenía más de 1600 km de anchura.

El primer efecto de la erosión marina en una costa de inmersión de reciente formación suele ser el de intensificar las irregularidades iniciales del contorno (véase la fig. 23.3). Allí donde hay rocas de resistencias diversas, las olas exageran todas las diferencias. Las rocas blandas y fisuradas se desgastan y forman cuevas y bahías, mientras que las más resistentes y masivas permanecen y destacan. La costa de Dorset, al nordeste de Portland, muestra este proceso en fase activa.

Figura 23.57. Lulworth Cove, hermosa bahía curva modelada por el mar después de la rotura y apertura de una brecha en la barrera resistente de los estratos de Portland que todavía constituyen los acantilados a ambos lados de la entrada a la cala *(Aerofilms Ltd)*.



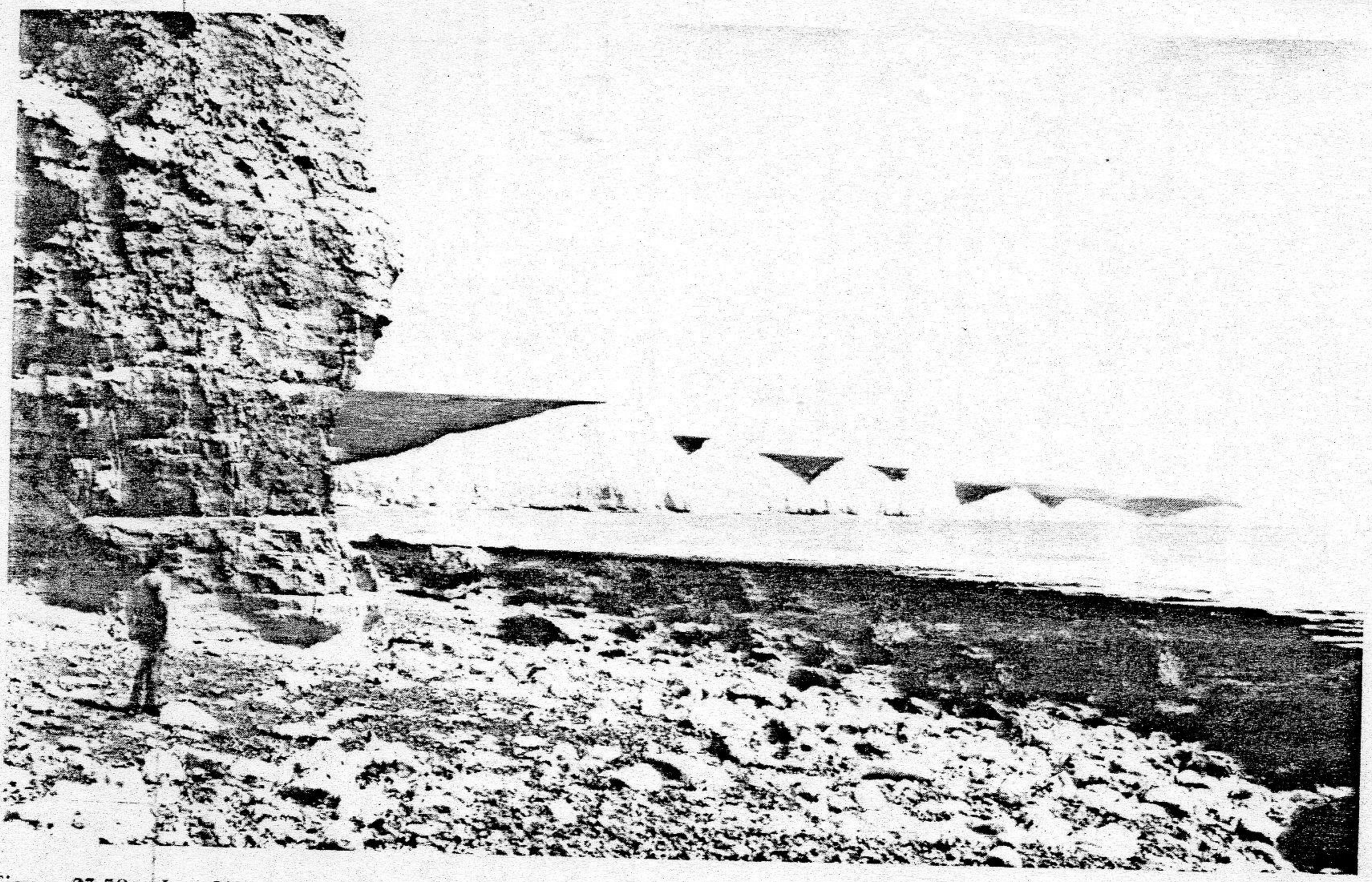


Figura 23.58. Las Siete Hermanas (Seven Sisters), al sur-sureste de Newhaven, Sussex; mirando hacia el cabo Beachy (fig. 6.14) desde la plataforma de abrasión y la playa de cascajo de Cuckmere Haven. La erosión costera ha producido una línea continua de acantilados con los valles de antiguos afluentes que quedaron colgados a diferentes alturas de acuerdo con sus gradientes originarios *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

Allí hay una larga faja costera de estratos blandos del Cretácico inferior, respaldada en el lado de tierra por una altiplanicie de creta, y primitivamente protegida del mar por una muralla continua de calizas jurásicas duras y plegadas. En éstas, el mar ha abierto brechas en algunos puntos y ha excavado las rocas más blandas de detrás, hasta que se ha visto frenado por la creta más resistente. El Stair Hole (fig. 1.5) ilustra la etapa de abrir la brecha. La Lulworth Cove (fig. 23.57) es un bello ejemplo de ensenada excavada por las olas y las rip currents y respaldada por creta.

En ocasiones, sin embargo, la erosión y la deposición colaboran en hacer más regular el intrincado contorno de una costa joven. Playas de bahía frontales *(bay-head beaches)* y deltas, alimentados por corrientes laterales desde los cabos y por adiciones de los cursos de agua de tierra, extienden localmente la costa en dirección hacia el mar. Entre tanto los cabos retroceden frente al ataque concentrado del oleaje, y algunos tramos de acantilado se hacen más largos y más rectos (fig. 23.58). Donde las olas oblicuas favorecen la deriva de playa, flechas y barras cruzan las caletas y bahías y estas estructuras suelen avanzar hacia tierra para mantenerse alineadas con los acantilados en retroceso. Bahías así protegidas muy pronto se colmatan con los materiales procedentes de tierra, a los que ayuda la arena llevada por el viento y el crecimiento de la vegetación de agua salobre. Finalmente, las barras y dunas de arena se unen entre sí y con depósitos de laguna y de marjal y se va formando una costa cuyo contorno tiende a irse haciendo regular. Teóricamente se podría suponer que si este ciclo de erosión marina tuviera que proseguir ininterrumpidamente, la línea de costa en conjunto debería ir retrocediendo lentamente. El alargamiento de las líneas de los acantilados provocaría la unión de las mismas a expensas de los depósitos que representan las bahías que originariamente separaban los cabos. Pero, como ya hemos visto, la última subida del nivel del mar ha sido tan reciente que en la mayor parte

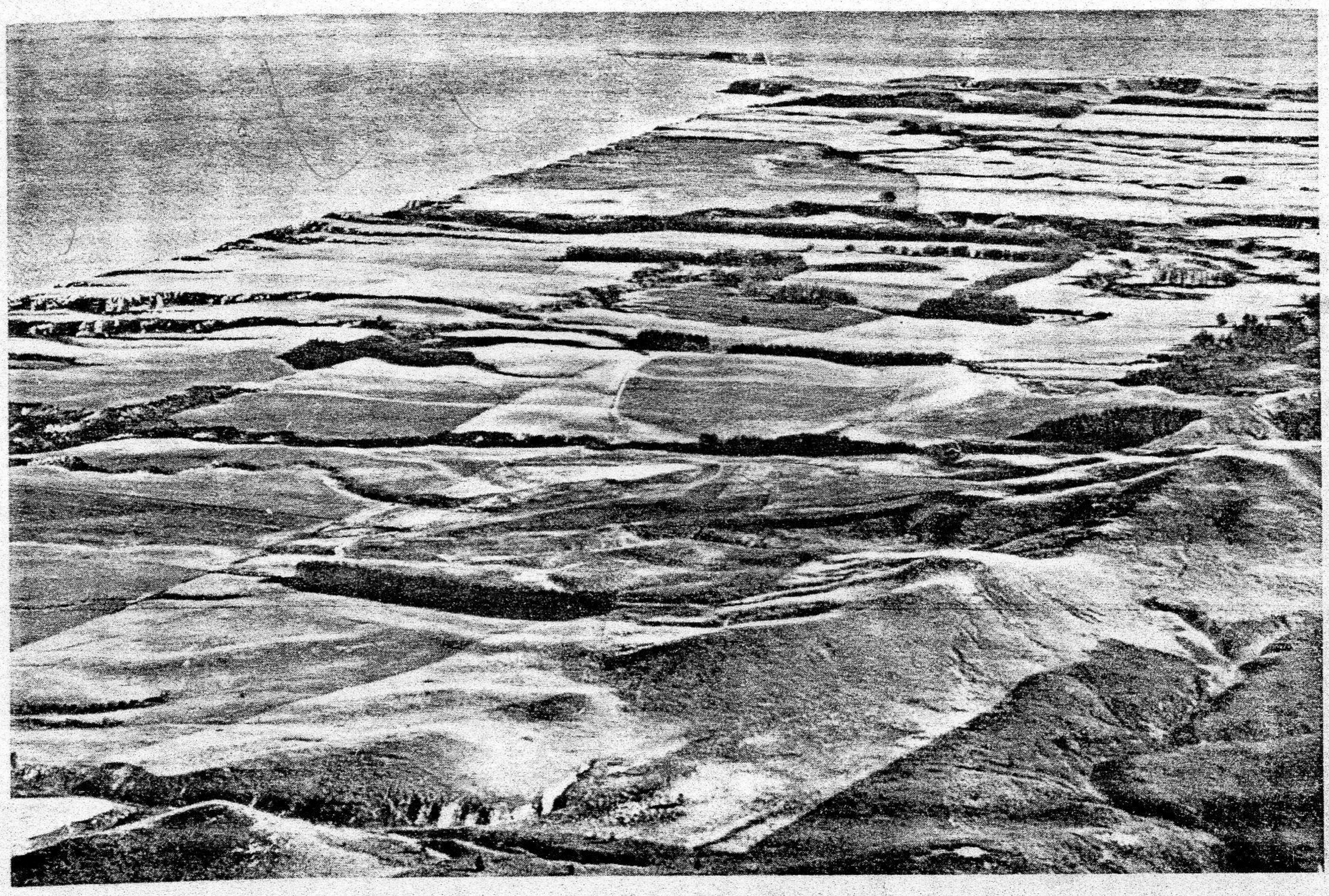
de las costas sólo se han completado las primeras etapas del ciclo. La última etapa de retroceso lento mencionada sólo se ha alcanzado localmente y es dudoso que prosiga si el nivel del mar se mantiene estable. El retroceso de los acantilados implica un ensanchamiento complementario de la plataforma de abrasión situada frente a ellos. Ello, a su vez, va reduciendo la energía de las olas que llegan al acantilado hasta que ésta resulta insignificante. El retroceso costero por erosión marina probablemente es un proceso limitado si no hay una persistencia en la inmersión.

Costas de avance

Actualmente no son muy comunes las costas de emergencia típicas. Finlandia, por ejemplo, está constantemente subiendo por isostasia, y las costas sur y sudoeste están festoneadas por decenas de millares de islas como resultado de la emergencia de las partes más altas de una superficie de colinas modelada por el hielo (fig. 23.2). Pero aunque este archipiélago debe su existencia a la emergencia, es sólo parte de una superficie terrestre inundada que progresivamente ha ido quedando menos inundada de lo que estaba hace unos cuantos miles de años. Pero las costas están avanzando porque las rocas cristalinas que emergen son masivas y han sido previamente modeladas y alisadas por el hielo, de modo que resisten la erosión y no forman acantilados fácilmente. Análogamente, los fiordos, aunque fundamentalmente son rasgos de inmersión debidos a una profunda erosión glacial y a la invasión del mar, se encuentran en su mayor parte en costas que aún están subiendo activamente. Como las fajas de rocas estructuralmente más débiles ya han sido excavadas, la erosión marina es sumamente lenta y, en promedio, se está ganando tierra.

Una costa de emergencia realmente típica es

Figura 23.59. Costa de Motunau de Canterbury del Norte. La llanura costera tiene una cobertera apenas erosionada de depósitos conchíferos recientes que indica emergencia por levantamiento relativamente rápido. Al fondo, a la derecha, se ven acantilados dentados de rocas más antiguas *(V. C. Browne).*



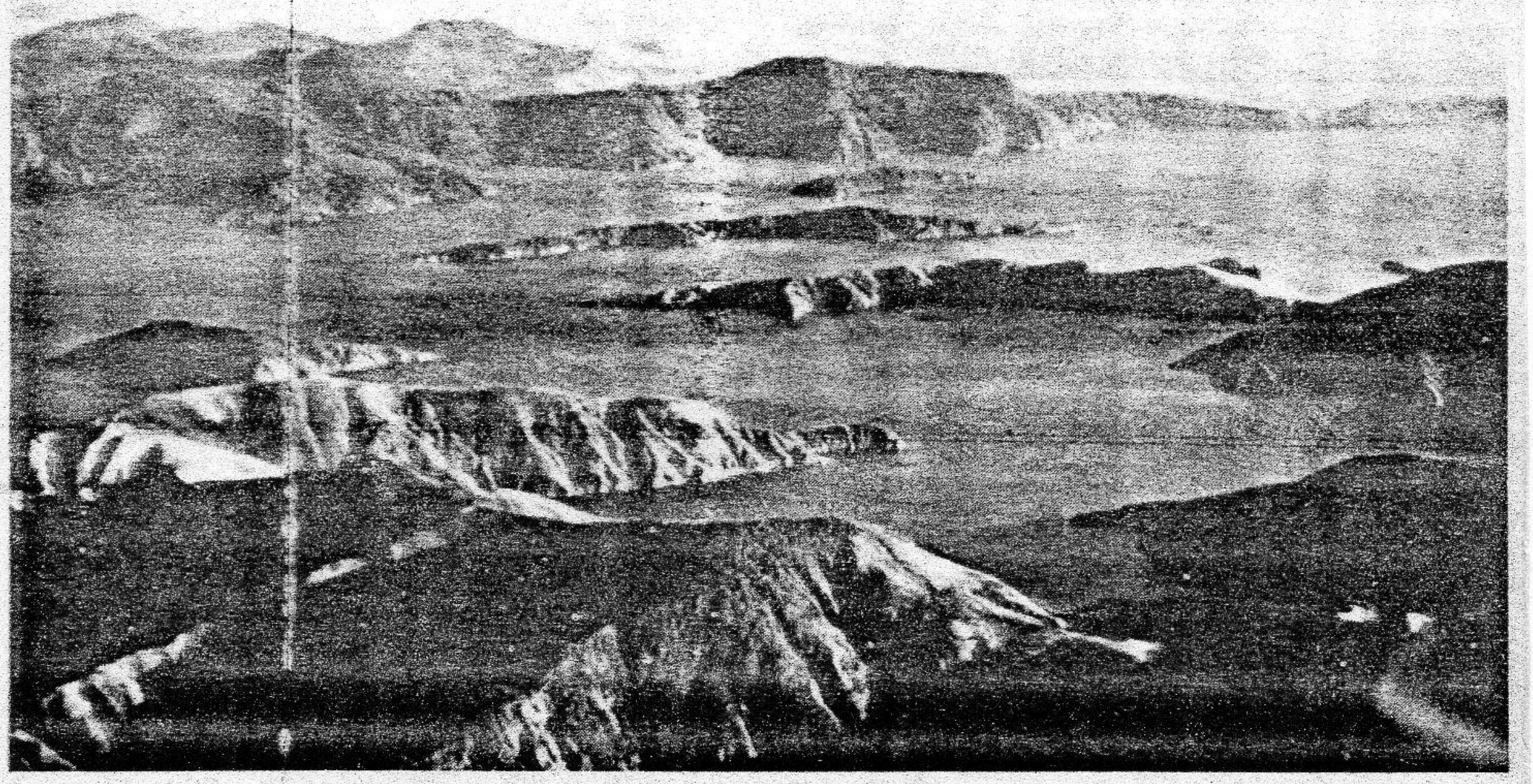
aquella en la que el fondo del mar, con su cubierta de sedimentos, ha sido levantada para formar un llano costero casi horizontal con una costa de contorno uniforme bordeada por extensos tramos de agua somera. Nueva Zelanda ofrece ejemplos ideales tanto de fondos marinos levantados (fig. 23.59), que ahora son fértiles llanuras costeras que han perdido algo de su extensión en sus acantilados, como de otros que representan inmersión (fig. 23.60). Llanuras de emergencia similares se encuentran a lo largo de la costa sur de Honshu (Japón), aunque hacia el oeste la inmersión ha reducido un antiguo paisaje de colinas a un archipiélago de mar abierto. Sin embargo, ahora, éste y gran parte de la costa de Honshu están subiendo a velocidades de entre 13 y 20 cm cada cien años. Los datos correspondientes a Taiwan (Formosa) y Hong Kong son 18 y 15 cm respectivamente. Estas tasas son lentas comparadas con la de elevación postglacial del nivel del mar que, en promedio, fue de 80 a 85 cm cada cien años hasta hace 6000 años. De ello se deduce que donde el fondo del mar se ha convertido en una llanura costera por levantamiento, el ascenso debe haber sido tanto considerable como relativamente rápido.

La figura 14.3 muestra un fondo del mar levantado en la costa sudeste de Islandia, respaldado por canchales que, mientras subsistan, están protegiendo los acantilados contra un ataque renovado del mar. Pero durante el levantamiento los materiales del canchal debieron haber sido desgastados y acarreados inmediatamente después de su desprendimiento, mientras simultáneamente el mar los usaba como municiones para socavar los acantilados.

Entre los ejemplos de avance costero por progradación sedimentaria se incluye la acumulación de materiales que derivan por la playa (como ocurre a lo largo de la costa de Lincolnshire); el desarrollo hacia el mar de cordones de tempestad que se convierten en cabos (como en Dungeness); la deposición en mar abierto de derrubios fluvioglaciales (como en Islandia); y la retención de barro entre las raíces de los manglares (como en las costas sudamericanas de la Guayana Francesa y Surinam). Aquí también entran los deltas y muchos de ellos ilustran bien el caso en el que se sigue formando tierra nueva a pesar de la inmersión, de signo opuesto, debida al hundimiento isostático resultante del peso creciente de sedimento.

No es raro el avance de costas por la acumulación de lavas y otros productos volcánicos que fluyen o caen al mar cuando las erupciones se

Figura 23.60. Costa típica de inmersión reciente, Queen Charlotte Sound, Marlborough *(R. H. Clark)*.



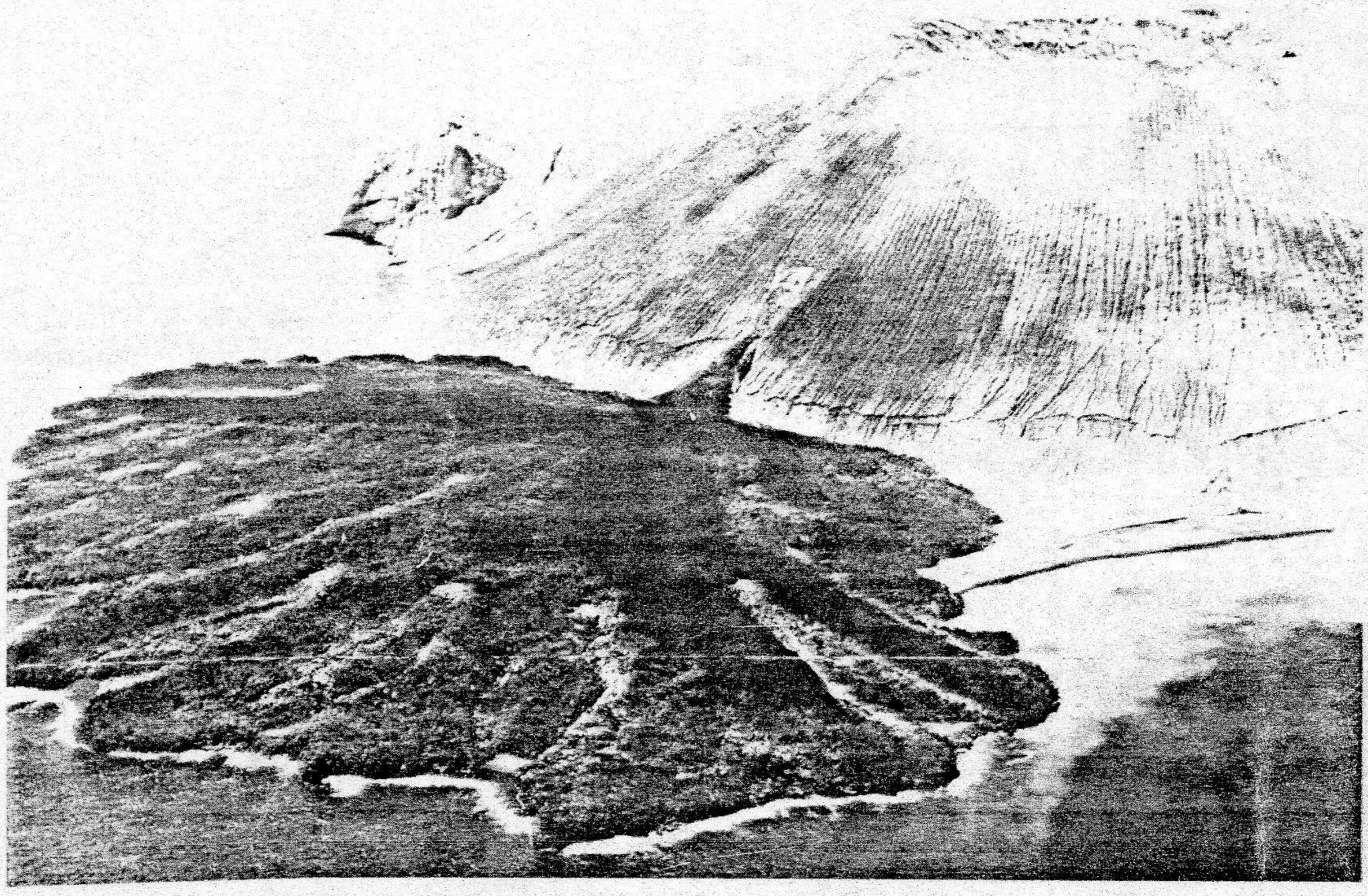


Figura 23.61. Avance costero por formación de un «delta» de lava; Barcena (también conocido como El Boquerón), en el extremo sur de la isla San Benedicto, México. Este nuevo volcán se originó el 1 de agosto de 1952 en forma de cono de cenizas que alcanzó una altura de 300 m en 12 días. En noviembre fluyó lava hacia el cráter. En diciembre se abrió una fisura en la base, que ya formaba un acantilado, y fluyó la lava hacia el mar hasta febrero de 1953. Desde entonces sólo se ha reportado actividad fumarólica *(Paul Popper Ltd).*

producen en el lado del mar de volcanes situados cerca de la costa (fig. 23.61). Por supuesto, las costas de avance volcánicas más características son las de volcanes en crecimiento que forman islas y que han conseguido establecer sus cráteres por encima del nivel del mar. La erupción en Tristán da Cunha en 1961, que obligó a la evacuación del asentamiento, culminó en una colada de lava procedente del cono central que llegó al mar. Antes de finalizar el año el campo de lava había extendido la costa unos 365 m, con un frente casi vertical a una profundidad del agua de 15 m. Volcanes más antiguos, como los de Hawaii, presentan muchos ejemplos de extensiones lobulares de la costa en los puntos en que sobre el fondo del mar avanzaron voluminosas descargas de lava.

Por otra parte muchas más costas volcánicas son del tipo de retrogradación: *a*) cuando el mar ocupa una caldera de nueva formación (figs. 12.14 y 12.47), y *b*), cuando un volcán-isla se extingue y ya no sigue reponiendo la tierra que pierde por erosión marina y hundimiento isostático. Esto se menciona aquí, aunque pertenece a la clase de costas que retroceden, porque sirve como enlace para pasar a tratar de las costas de atolones y arrecifes coralinos que, en los mares tropicales, son miembros importantes del tipo de costa que prograda. Los arrecifes coralinos actuales han crecido hacia arriba y hacia fuera en condiciones de inmersión. Como las comunidades coralinas pueden crecer hacia arriba a una tasa de aproximadamente 300 cm por siglo, pueden fácilmente ir

a la par de todas tasas normales tanto de subsidencia como de subida del nivel del mar. Muchos atolones están construidos sobre zócalos constituidos por volcanes antiguos que se han hundido a profundidades considerables mientras los corales y sus asociados estaban manteniendo un frente de vida a nivel del mar. De hecho, los arrecifes coralinos están implicados en tal gran número y variedad de problemas de geología oceánica que —sin menospreciar la maravilla de su paisaje costero— resulta más apropiado tratar de ellos en el capítulo siguiente.

Referencias seleccionadas

Bascom, W., 1959, 'Ocean waves', *Scientific American*, vol. 201, pp. 75–84.

— 1960, 'Beaches', ibid., vol. 203, pp. 81–94.

Cotton, C. A., 1954, 'Tests of a German non-cyclic theory and classification of coasts', *Geographical Journal*, vol. 120, pp. 353–61.

— 'Deductive morphology and genetic classification of coasts', *The Scientific Monthly*, vol. 78, pp. 163–81.

Grieve, Hilda, 1959, *The Great Tide: The Story of the 1953 Flood Disaster in Essex*, County Council of Essex, Chelmsford.

Guilcher, A., and King, C. A. M., 'Spits, tombolos and tidal marshes in Connemara and West Ireland', *Proceedings of the Royal Irish Academy*, vol. 61B, pp. 283–338.

Haag, W. G., 1962, 'The Bering Strait land bridge', *Scientific American*, vol. 206, pp. 112–23.

King, C. A. M., 1972, *Beaches and Coasts*, Edward Arnold, London.

Lewis, W. V., 1931, 'Effect of wave incidence on configuration of a shingle beach', *Geographical Journal*, vol. 78, p. 131.

Lewis, W. V., 1932, 'The formation of Dungeness Foreland', ibid., vol. 80, pp. 309–24.

— 1938, 'Evolution of shoreline curves', *Proceedings of the Geologists' Association*, London, vol. 49, pp. 107–27.

Lewis, W. V., and Balchin, W. G. V., 'Past sea-levels at Dungeness', *Geographical Journal*, vol. 96, pp. 258–85.

Longuet-Higgins, M. S., and Parkin, D. W., 1962, 'Sea waves and beach cusps', *Geographical Journal*, vol. 128, pp. 194–201.

McKenzie, P., 1951, 'Rip current systems', *Journal of Geology*, Chicago, vol. 66, pp. 103–13.

Rossiter, J. R., 1954, 'The North Sea Storm surge of 31 Jan. and 1 Feb. 1953', *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A, vol. 246, pp. 371–99.

Russell, R. C. H., and Macmillan, D. H., 1953, *Waves and Tides*, Philosophical Library, New York.

Shephard, F. P., 1972, *Submarine Geology*, 3rd Ed., Harper and Row, New York.

Steers, J. A., 1969, *The Coastline of England and Wales*, Cambridge University Press, London.

Steers, J. A., (Ed.), 1971, *Applied Coastal Geomorphology*, Macmillan, London.

— 1971, *Introduction to Coastline Development*, Macmillan, London.

Turekian, K. K., 1968, *Oceans*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.

Valentin, H., 1952, 'Die Küste der Erde', *Petermanns Geographische Mitteilungen Ergänzungsheft* 246.